

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS

E.A.P. DE FISICA

**Estudio de la dinámica del espesor óptico de los
aerosoles producido por las fuentes naturales y
antropogénicas a partir de las imágenes del sensor modis
a bordo del satélite terra y aqua sobre américa del Sur
(2000-20012)**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Fisica Modalidad M1

AUTOR

Noelia Rojas Benavente

Lima – Perú

2014



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADA EN FÍSICA**

Siendo las 14:00 horas del martes 25 de noviembre de 2014, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Dr. Pablo Héctor Rivera Riofano (Presidente), Dr. Bram Leo Willems (Miembro), Lic. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Miembro) Dr. Joel Rojas Acuña (Asesor), Lic. José Carlos Eche Llenque (Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, de la Bachiller.

ROJAS BENAVENTE, NOELIA

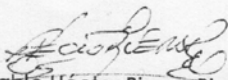
Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó a la Bachiller Rojas Benavente, Noelia a realizar una exposición de Trabajo de Tesis titulada: "Estudio de la dinámica del espesor óptico de los aerosoles producido por las fuentes naturales y antropogénicas a partir de las imágenes del sensor MODIS a bordo del satélite Terra y Aqua sobre América del Sur (2000-2012)".

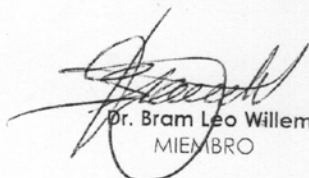
Concluida la exposición de la candidata y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó a la Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

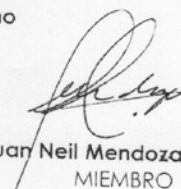
Al término de la deliberación del Jurado el Dr. Pablo Héctor Rivera Riofano, se invitó a la candidata y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al resultado de la deliberación. Ha obtenido la calificación de:

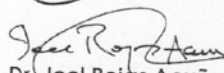
MUY BUENO	18	DIECIOCHO
.....
(MENCIÓN)	(NÚMERO)	(LETRAS)

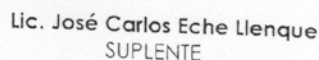
Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciada en Física a la Bachiller Rojas Benavente, Noelia. Siendo las 15:30 horas, se levanta la Sesión.


Dr. Pablo Héctor Rivera Riofano
PRESIDENTE


Dr. Bram Leo Willems
MIEMBRO


Lic. Juan Neil Mendoza Nolorbe
MIEMBRO


Dr. Joel Rojas Acuña
ASESOR


Lic. José Carlos Eche Llenque
SUPLENTE

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a Dios por la salud que me brinda día a día, a mis padres por el apoyo incondicional, sus consejos y motivación para culminar mis estudios de pregrado, a mis hermanos, Joel, Sally y Robin, mis abuelos, tíos y primos por el apoyo y el cariño que siempre me brindan.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento muy especial a los miembros del Laboratorio de Teledetección (LABTEL) de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM) por las enseñanzas y discusiones realizadas en la preparación de este trabajo.

Deseo agradecer al Dr. Joel Rojas por la confianza y asesoramiento. A través de la cual ha sido posible preparar y terminar esta Tesis de Licenciatura en Física.

Un agradecimiento a la página web GIOVANNI, ya que los análisis y visualizaciones en esta presentación fue producido con el sistema de datos en línea GIOVANNI, desarrollado y mantenido por el NASA GES DISC.

Finalmente agradezco a la Universidad Nacional Mayor de San Marcos Facultad de Ciencias Físicas por la oportunidad del financiamiento para realizar mi trabajo de investigación como tema de Licenciatura.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es estudiar la dinámica de los aerosoles en Perú y América del Sur, a partir de las imágenes promedios mensuales del espesor óptico de aerosoles (AOT) en la longitud de onda de 550 nm estimados por el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo de los satélites TERRA y AQUA, para un periodo de catorce años (2000-2013). La importancia del estudio de la dinámica de los aerosoles es que vamos a tener en cuenta a la hora de usar los modelos de corrección atmosférica. El área de estudio corresponde a las latitudes 4°N a 24°S y las longitudes 83°W a 33°W (que abarca Perú y parte de América de Sur). Se ha usado datos AOT in-situ horarios de 6 estaciones AERONET de América del Sur (Brasil: Rio Branco, Paraná Ji, Alta Foresta, Campo Grande, Chile: Arica y Bolivia: La Paz). Para cada estación, se han obtenido los promedios mensuales y se ha generado una serie de tiempo AOT mensual de 14 años (168 datos AOT). Se emplearan datos imágenes AOT productos mensuales de nivel L3, 166 datos imágenes AOT procedentes del sensor MODIS abordo del satélite TERRA durante el período del 2000 al 2013, y 138 datos imágenes AOT productos mensuales procedentes del sensor MODIS abordo del satélite AQUA durante el periodo del 2002 al 2013. El software web GIOVANNI es usado para estimar las imágenes productos mensuales AOT-MODIS-TERRA y AOT-MODIS-AQUA de 1° x 1° (110 km x 110 km) que abarca un área de aproximadamente 16 940 000 km² y también para estimar las series de tiempo AOT-MODIS-TERRA y AOT-MODIS-AQUA promedios mensuales y promedios espaciales del área de estudio (166 datos AOT para TERRA y 138 datos AOT para AQUA).

La serie de tiempo AOT-MODIS-TERRA toma valores máximos y mínimos entre 0,0 a 0,499, pudiendo obtener que sus valores máximos se presentan en la temporada seca del hemisferio sur (agosto a noviembre) durante los 14 años. La serie de tiempo AOT-MODIS-AQUA toma valores máximos y mínimos entre 0,0 a 0,493, pudiendo obtener que sus valores máximos se presentan en la

temporada seca (agosto a noviembre) durante los 12 años. La serie de tiempo AOT-AERONET para Brasil (cuatro estaciones) muestra una variación estacional con máximos en la estación seca durante los 14 años y para Chile y Bolivia (una estación para Chile y una estación para Bolivia) muestra una variación estacional muy diferente a los datos AOT/MODIS, teniendo pocos registros de datos AOT. Las gráficas de dispersión de las series de tiempo AOT-MODIS vs AOT-AERONET muestran una alta correlación entre 0.8 y 0.9 en cuatro estaciones de Brasil y una baja correlación de 0.4 en una estación de Chile y 0.6 en una estación de Bolivia.

ABSTRACT

The aim of this work is to study the dynamics of aerosols in Peru and South America, from monthly averages images Aerosol Optical Thickness (AOT) at 550nm wavelength estimated by the MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sensor onboard the TERRA and AQUA satellites for a period of fourteen (2000-2013). The importance of studying the dynamics of aerosols is that we will take into account when using atmospheric correction models. The study area corresponds to latitudes 4°N to 24°S and longitudes 83°W to 33°W (covering Peru and part of South America). AOT in-situ data hourly was used of 6 AERONET stations of South America (Brazil: Rio Branco, Paraná Ji, Alta Floresta, Campo Grande, Chile: Arica and Bolivia: La Paz). For each station, were obtained monthly averages and generated a time series to a period of 14 years (168 AOT data) AOT. Images AOT data monthly L3 level products were used, 166 images AOT data are from the MODIS sensor aboard the TERRA satellite during the period 2000-2013 and 138 images AOT monthly data products derived from MODIS sensor aboard the Aqua satellite during the period from 2002-2013. The GIOVANNI web software is used to estimate image products monthly AOT-MODIS-TERRA and AOT-MODIS-AQUA of 1°x1° (110 km x 110 km) and covers an area of approximately 16 940 000 km². The GIOVANNI web software is also used to estimate the time series MODIS-TERRA-AOT and AOT-MODIS-AQUA monthly averages and spatial averages of the study area (166 AOT data for TERRA and 138 AOT data for AQUA). The AOT-MODIS-TERRA time series takes maximum and minimum values from 0.0 to 0.499, being able to obtain their maximum values in the dry season (August to November) for 14 years. The AOT-MODIS-AQUA time series takes maximum and minimum values from 0.0 to 0.493, being able to obtain their maximum values in the dry season (August to November) during the 12 years. The AOT-AERONET time series for Brazil (four stations) shows a seasonal variation with peaks in the dry season for 14 years and for Chile and Bolivia (one

station for Chile and one station for Bolivia) shows a very different seasonal variation to AOT/MODIS data, having few records of AOT data. The scatter plots of AOT-MODIS-vs-AOT-AERONET time series show a high correlation between 0.8 y 0.9 at four stations in Brazil and low correlation of 0.4 in a Chile station and 0.6 in a Bolivia station.

ÍNDICE

Página

DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTO.....	iii
RESUMEN.....	iv
ABSTRACT.....	vi
ÍNDICE.....	viii
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABLAS.....	xvi
ACRÓNIMOS.....	xvi
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	
1.1. Principales emisores y contaminación en el Perú y Sur de América.....	2
1.2. Antecedentes de contaminación en el Perú y Sur de América.....	3
1.3. Impacto global y local de la contaminación atmosféricos.....	4
1.4. Los aerosoles como partículas contaminantes en el Perú y Sur de América.....	7
CAPÍTULO II FUNDAMENTO TEÓRICO	
2.1 Introducción.....	11
2.2. Interacción de la radiación del Sol con la atmósfera.....	18
2.3. Absorción de la radiación del Sol por gases presente en la atmósfera.....	20
2.4. Dispersión atmosférica.....	21
2.4.1. Dispersión de Rayleigh.....	21
2.4.2. Scattering de Mie.....	29
2.4.3. Dispersión y absorción múltiple en atmósferas planetarias.....	32

CAPÍTULO III AEROSOLES

3.1.	Introducción.....	39
3.2.	Propiedades de los aerosoles.....	41
3.2.1.	Propiedades ópticas.....	42
3.2.2.	Propiedades físicas.....	45
3.2.3.	Propiedades químicas.....	50

CAPÍTULO IV DATOS

4.1.	Área de estudio.....	55
4.2.	Datos espaciales y temporales del espesor óptico del aerosol.....	56
4.3.	Sensor MODIS.....	57
4.3.1.	Características del sensor MODIS.....	57
4.3.2.	Software GIOVANNI – MODIS.....	59
4.4.	Estación AERONET.....	60

CAPÍTULO V METODOLOGÍA

5.1.	Técnicas de la Medición de los Aerosoles.....	62
5.1.1.	Teledetección de los aerosoles desde AERONET.....	63
5.1.2.	Teledetección pasiva de los Aerosoles.....	66
5.2.	Determinación del espesor óptico de los aerosoles a partir de las imágenes MODIS.....	68
5.2.1.	Algoritmo operacional de segunda generación	68
5.2.1.1.	Parametrización final de la relación de la reflectancia de la superficie VISvs2.12.....	72
5.2.1.2.	Fracción del espesor óptico de modo fino.....	77
5.2.1.3.	Algoritmo para obtener el espesor óptico de los aerosoles desde el sensor MODIS.....	79
5.2.2.	Algoritmo simplificado para la recuperación de los aerosoles de imágenes MODIS.....	85

CAPÍTULO VI	RESULTADOS.....	91
CAPÍTULO VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	113
REFERENCIAS.....		117

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1. Imagen color verdadero del sensor MODIS (AQUA) donde se muestra la distribución espacial del humo producido por los focos de incendios (puntos rojos) sobre América del Sur durante el día 9 de septiembre del 2007.
- Figura 1.2. Imagen color verdadero del sensor MODIS donde se muestra los incendios en Perú y América del Sur durante el 20 de septiembre del 2005.
- Figura 1.3. Imagen color verdadero del sensor MODIS donde muestra los incendios forestales en Santa Cruz durante el 25 de septiembre del 2007.
- Figura 2.1. Dispersión (Scattering) por un obstáculo
- Figura 2.2. Reflexión y refracción en una interface ópticamente
- Figura 2.3. Interacción de la luz con una sola partícula
- Figura 2.4. Campo dispersado total en P es la resultante de todas las onditas dispersadas por las regiones en la cual la partícula es subdividida
- Figura 2.5. Irradiancia espectral solar en la parte superior de la atmósfera y la superficie a nivel del mar. La línea punteada es la curva correspondiente a un cuerpo negro a una temperatura media equivalente a 6000K. Las regiones sombreadas representan la absorción molecular en la atmósfera (por ejemplo, ozono, Vapor agua y dióxido de carbono).
- Figura 2.6. Dispersión por un dipolo.
- Figura 2.7. Diagrama polar de la intensidad dispersada por las moléculas de Rayleigh.
- Figura 2.8. Transferencia de intensidad solar difusa desde debajo en las capas planas paralelas: (1) atenuación por la extinción; (2) dispersión simple del flujo solar no dispersado; (3) dispersión múltiple; y (4) emisión de la capa. Todos los parámetros radiativos son definidos con referencia a un volumen pequeño que contiene un espectro de moléculas y/o partículas.
- Figura 2.9. Contribución de la reflectancia bidireccional desde el sistema atmosfera – superficie.

Figura 3.1. Rango de tamaño de partículas en la atmósfera y su importancia.

Figura 4.1. Área de Estudio América del Sur.

Figura 4.2. Página web principal del GIOVANNI.

Figura 4.3. Página web principal de AERONET.

Figura 5.1. Esquemática de una medición directa del fotómetro solar de la extinción de la radiación solar a través de la atmósfera. El instrumento ilustrado es el instrumento Cimel utilizado por AERONET.

Figura 5.2. Esquema de la geometría del Sol – Superficie de la Tierra – Satélite.

Figura 5.3. Reflectancias de la superficie corregidas atmosféricamente en (a) el visible (canales 0.47 y 0.66 μm) vs el SWIR (canal 2.12 μm) y en (b) el visible (canal 0.47 μm) vs el visible (canal 0.66 μm).

Figura 5.4. Las relaciones de las reflectancias de la superficie VIS vs 2.12 en función del ángulo de dispersión. Note para las figuras 5.4b, 5.4c, y 5.4d que 0,47 μm versus 2,12 μm (r0470) es trazada en azul, 0,66 μm versus 2,12 μm (r0660) se representa en rojo, y 0,47 versus 0,66 μm (RVIS) está ploteado en verde.

Figura 5.5. Las reflectancias de superficie de 0,66 versus 2,12 como una función de intervalos de valores de $\text{NDVI}_{\text{SWIR}}$. El azul refiere al bajo rojo $\text{NDVI}_{\text{SWIR}}$ a medio y verde para valores altos.

Figura 5.6. Diagrama de flujo que ilustra la deducción del aerosol sobre el suelo para C005.

Figura 6.1. Promedio mensual de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo del satélite TERRA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, de la región de $4^\circ\text{N} - 24^\circ\text{S}$ de latitud y $83^\circ\text{W} - 33^\circ\text{W}$ de longitud para el mes de septiembre desde el 2000 hasta el 2013.

Figura 6.2. Promedio mensual de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo del satélite AQUA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$,

de la región de 4°N - 24°S de latitud y 83°W – 33°W de longitud para el mes de septiembre desde el 2002 hasta el 2013.

Figura 6.3. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA, con una resolución espacial de 1° x 1°, de la región de 4°N - 24°S de latitud y 83°W – 33°W de longitud para un periodo de catorce años (2000-2013).

Figura 6.4. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 68°W – 67°W de longitud.

Figura 6.5. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 57°W – 56°W de longitud.

Figura 6.6. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 20°S - 21°S de latitud y 55°W – 54°W de longitud.

Figura 6.7. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Ji Parana Se (Brasil) (2006-2010) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 10°S - 11°S de latitud y 63°W – 62°W de longitud.

Figura 6.8. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011) con datos mensuales

del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 16°S - 17°S de latitud y 69°W – 68°W de longitud.

Figura 6.9. Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Arica (Chile) (2000-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 18°S - 19°S de latitud y 71°W – 70°W de longitud.

Figura 6.10. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 68°W – 67°W de longitud.

Figura 6.11. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 57°W – 56°W de longitud.

Figura 6.12. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 20°S - 21°S de latitud y 55°W – 54°W de longitud.

Figura 6.13. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Ji Parana Se (Brasil) (2006-2010) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 10°S - 11°S de latitud y 63°W – 62°W de longitud.

Figura 6.14. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-

TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 16°S - 17°S de latitud y 69°W – 68°W de longitud.

Figura 6.15. Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Arica (Chile) (2000-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 18°S - 19°S de latitud y 71°W – 70°W de longitud.

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1. Tipos de transición responsable de las líneas de absorción o emisión en varias regiones espectrales.

Tabla 3.1. Número de partículas por centímetro cubico en diferentes tipos de localizaciones sobre la superficie terrestre.

Tabla 3.2. Tiempos de vida media para partículas de aerosol desértico en función del rango de partículas y de los mecanismos de limpieza.

Tabla 3.3. Distribución de tamaño de aerosol.

Tabla 3.4. Comparación entre partículas finas y gruesas.

Tabla 4.1. Características de las mediciones por satélite

Tabla 4.2. Estaciones AERONET.

Tabla 5.1. Características de los canales del MODIS usado en recuperaciones de aerosol.

ACRÓNIMOS

AOT: Espesor Óptico del Aerosol.

AOD: Profundidad Óptica del Aerosol.

MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.

AERONET: Aerosol Robotic Network.

GIOVANNI: GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center).

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Principales emisores y contaminantes en el Perú y Sur de América

En las ciudades, la principal fuente de contaminantes es la quema incompleta de los combustibles fósiles, ampliamente utilizada en el sector del transporte, la generación de energía eléctrica, los procesos industriales y el uso doméstico. Los principales contaminantes son el material particulado (PM_{10}), y gases como O_3 (ozono), SO_x (óxido de azufre), NO_x (óxido de nitrógeno), CO (monóxido de carbono), NH_3 (amoníaco), VOC (compuestos orgánicos volátiles) e hidrocarbonatos (HC). Los estudios realizados en las principales ciudades del mundo muestran que el aumento de los vehículos de transporte es una fuente importante de contaminación del aire y el material particulado es un contaminante principal que a menudo supera el índice de calidad del aire (WHO, 1992; Mage et al., 1995; Molina y Molina, 2004). Los gases emitidos por los vehículos de transporte representan la mayor fuente de HC, CO, NO_x y VOC (precursores de O_3 y ácido nítrico HNO_3) y del material particulado respirable, tanto de emisiones directa como emisiones indirecta (Dardes, 2005). En los trópicos, cuya área constituyen la mitad de la superficie de la Tierra, estas contaminantes juegan un papel clave en las reacciones químicas y procesos físicos en la atmósfera. Las inmensas regiones de los ecosistemas terrestres tropicales de alta productividad son fuentes importantes de los aerosoles, que son pequeñas partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la atmósfera, con tamaños que van desde 0,001 hasta 100 μm (Diaz, 2005), que afectan a la formación del régimen de radiación y el poder de oxidación de la atmósfera. La quema de biomasa es responsable de 10 a 30% del presupuesto global del monóxido de carbono y se ha convertido en una fuente sustancial del MGCs (componentes de gas de menor importancia), como NO_x , CH_4 , COS, y CO_2 , (Kondratyev 2006).

1.2. Antecedentes de contaminación en el Perú y Sur de América

La quema de biomasa en los trópicos fue intensa a finales de 1970 y a principios de 1980. Estos incendios en la cuenca amazónica tienen el potencial de transformar completamente los bosques del sur de la Amazonía en una sabana. Las actividades humanas que existen allí, se comportan como fuentes principales del origen de los aerosoles. Uno de las principales fuentes son los incendios forestales, que emiten diferentes tipos de gases hacia la atmósfera, contaminándola, produciendo una alteración en los procesos físicos y químicos de las nubes, y reduciendo la presencia de lluvia. Los incendios forestales originados tanto en Brasil como en Bolivia, contaminan la atmósfera peruana debido a las corrientes de viento que se dirigen de este a oeste (hacia el ecuador) (Suárez, et al. 2006). En diferentes partes del mundo se están realizando mediciones de las propiedades de los aerosoles desde la estación AERONET desde el año 2000. Estas mediciones han determinado el tipo de aerosol presente en cada estación poniendo en evidencia el comportamiento que tiene el espesor óptico de aerosoles versus el coeficiente de Angstrom (Toledano, et al., 2004). Los datos AOT-MODIS, situada en la misma región que AERONET (Arica - Chile), muestran valores mínimos en la temporada fría del hemisferio sur (junio-septiembre). En esta época del año se muestra el menor número de observaciones de MODIS ya que las condiciones nubosas asociadas con perturbaciones de latitud media se producen en el invierno austral (junio a agosto). La señal MODIS muestra una alta variabilidad en la temporada de verano (noviembre a marzo), lo que puede explicarse por la contaminación de la señal MODIS (Gao, et al., 2002) debido a la presencia frecuente de nubes cirros sobre este área. Los datos AERONET muestran valores máximos en la estación fría (Oyanadel, et al., 2006). Existen muchos artículos que tratan sobre la determinación, validación y comparación de las recuperaciones de las propiedades del espesor óptico sobre el océano y sobre el suelo, utilizando los productos MODIS y datos in situ (AERONET) desde varios fotómetros solares ubicados en diferentes partes del sur de américa (Toledano, et al., 2004; Levy, et al., 2003, King, et al., 1992; Kaufman, et al., 2002).

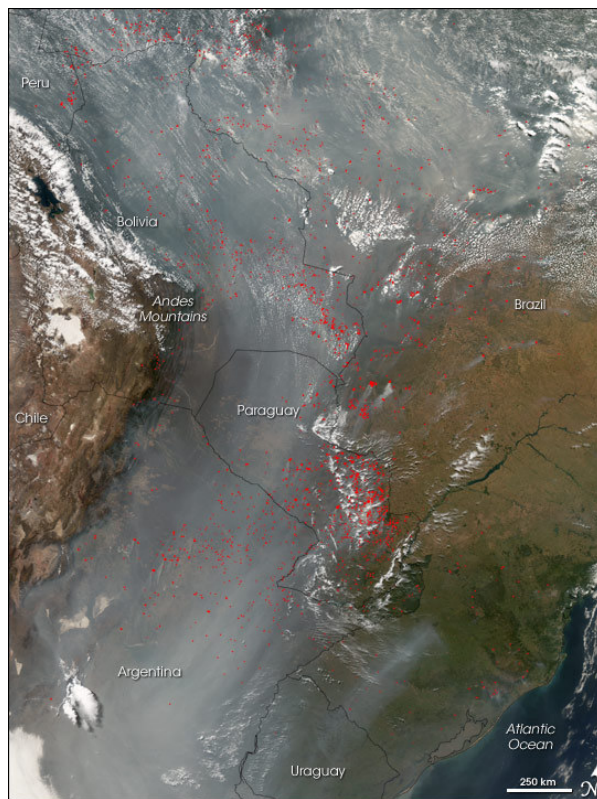


Figura 1.1.- Imagen color verdadero del sensor MODIS (AQUA) donde se muestra la distribución espacial del humo producido por los focos de incendios (puntos rojos) sobre América del Sur durante el día 9 de septiembre del 2007 (NASA, 2007).

1.3. Impacto global y local de la contaminación Atmosférica

Esta sección tiene interés en el impacto global y local de la contaminación atmosférica, por lo tanto se usa como referencia la página [NASA, (2007)].

El impacto de la distribución de las partículas de humo de los incendios forestales en la atmósfera tropical varía espacialmente y temporalmente. Las partículas que componen el humo suprimen la formación de las nubes proporcionando una abundancia de condensación para el vapor de agua. El vapor de agua se extiende a lo largo de estas partículas, y modifican las gotas de las nubes como para caer en forma de lluvia. Sin embargo, las más ligeras gotas de las nubes ascienden a lo más alto de la atmósfera, lo que en última instancia, vigoriza las corrientes ascendentes, intensifica las tormentas eléctricas, y produce granizo grande y lluvias fuertes. En la parte izquierda superior de la Figura 1.1, el sureste de Perú, norte de Bolivia y oeste de Brasil, se conoce como la selva amazónica. En Uruguay y

el Sur de Brasil, la vegetación natural está compuesta de sabanas y pastizales. Algunos incendios son intencionales, establecido por las personas para limpiar los bosques, sabanas y pastizales para la ganadería o la agricultura. Otros incendios ocurren accidentalmente de las actividades humanas. Aunque los incendios de origen natural son frecuentes en los bosques más secos y pastizales de América del Sur, por lo general es organizado por las actividades humanas. Los paisajes que han sido alterados por la explotación forestal, la fragmentación, o un incendio accidental anterior son más propensos a incendiarse accidentalmente. En estas situaciones, los incendios planificados (como quemas en terreno ya despejado) pueden fácilmente estar fuera de control e invadir otras áreas, especialmente durante los años de sequía. La distribución del humo producto de miles de incendios que arden en América del Sur se traslada por los vientos hacia los Andes durante el mes de septiembre de cada año. En las Figuras 1.2 y 1.3, posiblemente cientos a miles de incendios (puntos rojos) ardían en América del Sur cuando el sensor MODIS (Aqua) pasó por encima de esa región el 20 y 25 de septiembre del 2007, y se registraron datos imágenes de esta área. Los incendios forestales más intensos ocurrieron en Santa Cruz-Bolivia, en la parte sureste de este país. Los Andes bloquean parcialmente la distribución de las partículas de humo hacia el oeste. Aunque los incendios de origen natural pueden ocurrir en las sabanas y bosques secos del sur de Bolivia y el norte de Paraguay, este tipo de intensa quema generalizada es probablemente el resultado de las actividades humanas.

Los incendios agrícolas pueden salirse de control y extenderse a los bosques de los alrededores y otras zonas naturales. El 9 de septiembre, por ejemplo, el registro de incendios forestales aumento en el extremo sur de Brasil, Paraguay y norte de Argentina. Imágenes MODIS adicionales de los incendios y la distribución del humo sobre América del Sur durante el mes de septiembre de 2007 están disponibles en el Observatorio de la Tierra. Dicha quema a gran escala en la amazonia no es un fenómeno natural, y el bosque no está bien adaptado a los incendios que escapan al control e invaden las plantaciones manejadas de madera, bosque virgen, y la agricultura permanente.

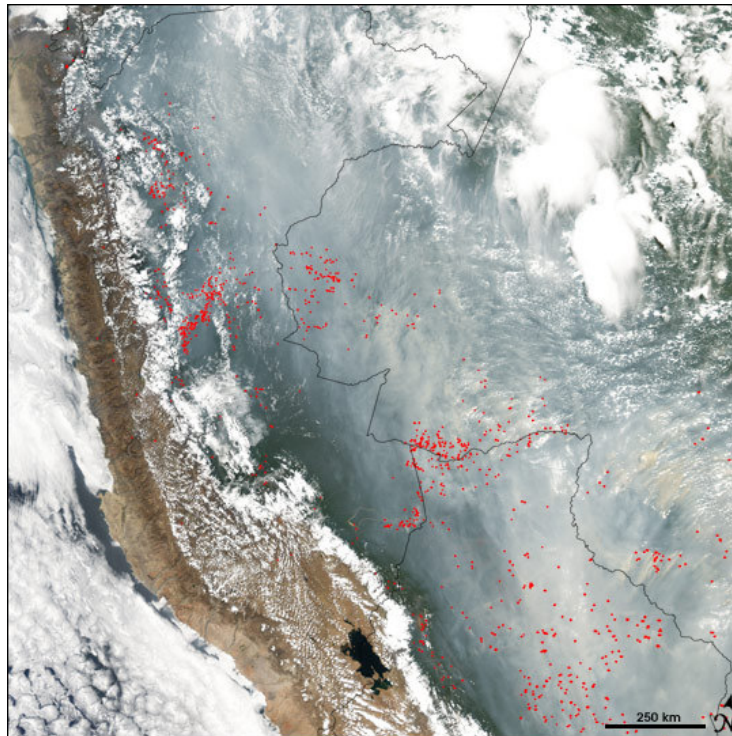


Figura 1.2.- Imagen color verdadero del sensor MODIS donde se muestra los incendios en Perú y América del Sur durante el 20 de septiembre del 2005 (NASA, 2007).

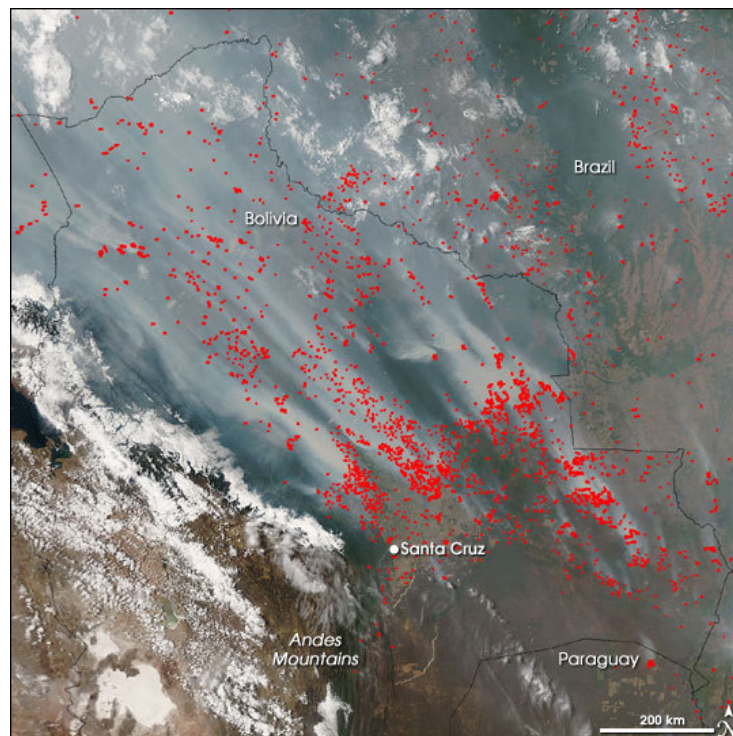


Figura 1.3.- Imagen color verdadero del sensor MODIS donde muestra los incendios forestales en Santa Cruz durante el 25 de septiembre del 2007 (NASA, 2007).

1.4. Los aerosoles como partículas contaminantes en el Perú y Sur de América

Durante el siglo pasado, el mundo ha sido testigo de cambios significativos en el clima y entre los principales factores de estos cambios, podemos mencionar el aumento en la concentración de aerosoles, que son pequeñas partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la atmósfera (Díaz, 2005), y es causada por actividades naturales y antropogénicas. Los aerosoles troposféricos influyen significativamente el cambio climático global, cambiando el balance de energía radiativa entre la superficie terrestre y la parte superior de la atmósfera, ya sea mediante el bloqueo de la radiación de onda larga electromagnética emitida por la superficie de la Tierra (efecto de calentamiento), o mediante el aumento de la reflectividad de la atmósfera de la radiación entrante (efecto de enfriamiento) (Esteve, 2011), así como el ciclo hidrológico (Kaufman, y Remer, 1994). Sus propiedades higroscópicas les permiten actuar como núcleos de condensación de nubes (CCN), que a su vez influyen en los procesos de nube/precipitación, y el albedo mundial. La alta variación espacial y temporal de la distribución de los aerosoles es de incertidumbre en la estimación del forzamiento radiativo de los aerosoles. Las observaciones terrestres de las propiedades ópticas y la microfísica de los aerosoles son fundamentales para caracterizar los aerosoles (Díaz, 1999). A diferencia de los gases de invernadero, los aerosoles no están bien mezclados en la atmósfera. Ellos son espacial y temporalmente no homogénea, y por lo general se concentran cerca de la superficie de la Tierra. La altura de escala para la masa de aerosol es del orden de 2-3 km, en comparación con 8 kilómetros de la atmósfera molecular (Levy, 2007). La concentración de los aerosoles sobre Brasil, se desplaza hacia el Perú generado por los vientos alisos (Suarez, et al., 2006). En este contexto, la teledetección de los aerosoles es importante y proporciona una cobertura global, lo que permite la estimación de los aerosoles en varias escalas. Es importante para evaluar el impacto de los aerosoles en el clima de la Tierra. Una propiedad óptica del aerosol, es el espesor óptico, una cantidad adimensional, que proporciona información sobre la potencia por el cual las partículas de aerosol atenúan la radiación a una longitud de onda específica (Rybicki y Lightman,

1985). Este parámetro se mide en estaciones terrestres, algunas llamadas AERONET mediante un fotómetro. El programa AERONET, tiene como objetivo medir las propiedades ópticas de los aerosoles y su validación con los datos AOT de satélites. La red requiere la estandarización de la calibración del instrumento y el proceso de medición. Por lo tanto se pueden intercomparar los datos de distintas estaciones pertenecientes a la red. Hay 499 estaciones distribuidas en todo el mundo (AERONET). En la estación AERONET, tres niveles de datos están disponibles (AERONET): Nivel 1.0 (sin compensación), Nivel 1.5 (sin nubes), y Nivel 2.0 (sin nubes y calibrados). Las herramientas de referencia que forman parte de la red AERONET se calibran en el Observatorio M.L. muy poco frecuente con la técnica de Langley (AERONET). En el caso de Perú, no hay estaciones terrestres operacionales, así que el software web GIOVANNI es una herramienta muy importante ya que proporciona una forma sencilla e intuitiva para visualizar, analizar y acceder a grandes cantidades de datos científicos de los sensores que observan la Tierra sin tener que descargar los datos originales (GIOVANNI, 2010).

El objetivo de este trabajo es estudiar la dinámica de los aerosoles en el Perú y América del Sur (Latitud 4° N- 24° S y Longitud 83° W, 33° W) a partir de las imágenes mensuales del espesor óptico de aerosoles (AOT) para una longitud de onda de 550 nm estimados por el sensor MODIS (TERRA y AQUA) desde el 2000 al 2013. Se usó datos in-situ horarios AOT de seis estaciones AERONET (Brasil: Rio Branco, Paraná JI, ALTA FLORESTA, Campo Grande, Chile: Arica y Bolivia: La Paz) para realizar una validación con los datos mensuales AOT-MODIS durante catorce años (2000-2013).

El desarrollo de este trabajo de tesis será distribuido en siete capítulos. En el capítulo dos se describe el fundamento teórico del espesor óptico de los aerosoles, la absorción, la dispersión y la ecuación de la transferencia radiativa. En el capítulo tres, se detalla el concepto básico del aerosol, sus propiedades y su tiempo de vida. En el capítulo cuatro se describe el área de estudio y los datos utilizados a partir del sensor MODIS y de la estación AERONET. En el capítulo cinco se describe las técnicas para obtener el

producto aerosol del sensor MODIS y de la estación AERONET, introduciendo dos métodos importantes como referencia para el cálculo del AOT utilizada por el sensor MODIS. En el capítulo seis se presenta la comparación de los resultados entre los datos mensuales AOT usando el software web GIOVANNI y los datos mensuales AOT de la estación AERONET. En el capítulo siete se da las conclusiones y recomendaciones sobre el trabajo realizado.

CAPÍTULO II

FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 Introducción

Este capítulo tiene interés en la interacción entre la radiación del Sol con la atmósfera, por lo tanto se usa como referencias a Liou, (2002), Bohren, y Huffman, (1983), Houghton, (1985) y Seinfeld y Pandis, (1998), para la descripción física y matemática de la dispersión y absorción atmosférica. En la introducción se detalla las bases físicas para la dispersión (scattering) y la absorción, la dispersión por fluctuación y por partículas y la colección de partículas. Luego, se describe las ecuaciones matemáticas fundamentales que representan la interacción de la radiación del Sol con la atmósfera, la absorción de la radiación del Sol por gases en la atmósfera y se detalla los tipos de dispersión causados por la radiación del Sol al cruzar la atmósfera.

Bases físicas para la dispersión y la absorción

La dispersión (scattering) de las ondas electromagnéticas por algún sistema está relacionado a la heterogeneidad de ese sistema: heterogeneidad sobre la escala molecular o en la escala de agregaciones de muchas moléculas. Sin consideración del tipo de heterogeneidad, la física fundamental de la dispersión es el mismo para todos los sistemas. La materia está compuesta de cargas eléctricas discretas: electrones y protones. Si un obstáculo, puede ser un solo electrón, un átomo o una molécula, una partícula solida o liquida, es iluminado por una onda electromagnética (Figura 2.1), las cargas eléctricas en el obstáculo comienzan un movimiento oscilatorio por el campo eléctrico de la onda incidente. Las cargas eléctricas aceleradas radia energía electromagnética en todas las direcciones; esto es, una radiación secundaria que es llamada la radiación dispersada por el obstáculo:

$$\text{Dispersión} = \text{excitación} + \text{re-radiación}$$

Además de re-radiar energía electromagnética, las cargas elementales excitadas pueden transformar parte de la energía electromagnética incidente en otras formas (energía térmica, por ejemplo), un proceso llamado absorción. La dispersión y la absorción no son procesos mutuamente independientes y

aunque, por razones de brevedad, a menudo referimos solo a dispersión, siempre se extenderá también a absorción.

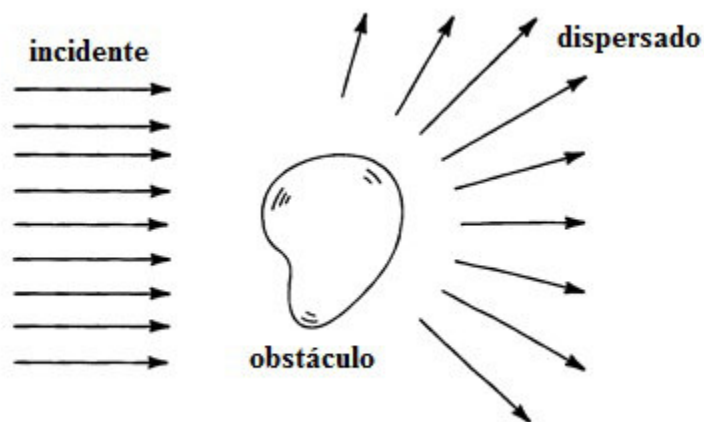


Figura 2.1.- Dispersión (Scattering) por un obstáculo (Bohren, y Huffman, 1983).

Dispersión por fluctuaciones y por partículas

Todo medio es heterogéneo, excepto el vacío, incluso en los medios que habitualmente consideramos homogéneos (por ejemplo, gases puros, líquidos o sólidos) es posible distinguir las heterogeneidades individuales (átomos y moléculas) con una sonda suficientemente fina. Por lo tanto, todos los medios dispersan la luz. De hecho, muchos fenómenos que no se refieren generalmente como fenómenos de dispersión son en última instancia, el resultado de dispersión. Entre estos son: (1) reflexión difusa por superficies rugosas; (2) difracción por ranuras, rejillas y los bordes; y (3) reflexión especular y refracción en interfaces ópticamente suaves. Examinaremos el tercer ejemplo en más detalle. Las direcciones de los rayos reflejados y refractados en Figura 2.2 son especificadas por la ley de reflexión especular y la ley de Snell. Estas leyes han sido conocidas empíricamente por un largo tiempo. Ellos pueden ser obtenidos al usar las ecuaciones de Maxwell y al hacerlo así se obtiene también las amplitudes y fases de los rayos reflejados y refractados (es decir, la ecuación de Fresnel). También es posible, aunque lejos de ser fácil, obtener estas leyes considerando explícitamente la naturaleza

molecular de la materia. El medio transparente sobre la cual la luz es incidente (**Figura 2.2**) es una agregación de muchas moléculas.

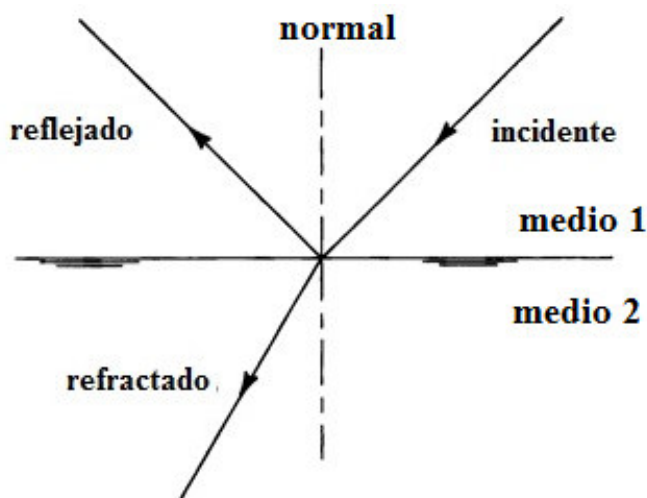


Figura 2.2.- Reflexión y refracción en una interface ópticamente suave (Bohren, y Huffman, 1983).

El campo en la vecindad de una molécula dada induce un momento dipolar oscilante en la molécula, que en cambio da origen a una radiación dipolar secundaria. Los sólidos, líquidos y muchos gases son ópticamente densos: la separación molecular es mucho menos que la longitud de onda de la luz incidente. En sólidos y líquidos la separación molecular es cerca de $2\text{-}3 \text{ \AA}$, mientras que para gases en Temperatura y Presión estándar es cerca de 30 \AA . Así, cada molécula es perturbado no solo por el campo incidente sino también por la resultante de campos secundarios de todas las otras moléculas. Pero el campo secundario de una molécula depende del campo sobre la cual esto está expuesto. Por lo tanto, tenemos un problema de muchos cuerpos electromagnéticos: Las moléculas están acopladas. El resultado neto de la solución a este problema, sujeto a adecuadas aproximaciones, es que dentro del medio las ondas secundarias se superponen el uno al otro y sobre la onda incidente para dar justo una onda refractada con velocidad de propagación de c/n , donde c es la velocidad de la luz en el vacío y n es el índice de refracción. La onda incidente es completamente extinguida dentro del medio; esto es llamado el teorema de extinción de Ewald-Oseen. Fuera del medio las ondas secundarias se superponen

para dar una onda reflejada especular. El índice de refracción, n , depende del número de moléculas por unidad de volumen y la polarizabilidad de una sola partícula; esto subraya la afirmación de que la refracción es un fenómeno de dispersión en lo esencial: el índice de refracción es una manifestación de la difusión por parte de las muchas moléculas que compone el medio. Una observación cuidadosa de la configuración mostrada en la Figura 2.2 revela un fenómeno que contradice la familia de la ley de refracción. Suponga que completamente oscurecemos el entorno e iluminamos un medio transparente, que puede ser agua pura con un haz laser intenso. Aun si el medio es libre de toda la contaminación de partículas, el camino del haz en el medio puede ser tenuemente percibida (esto puede requerir un detector adecuado) si miramos en otras direcciones que en el plano de incidencia. Se asume que el análisis actual de la interacción de un haz de luz con una interface ópticamente suave que el medio que refracta es perfectamente homogéneo, mientras que esto es solo homogéneo estadísticamente. Aunque, se refiere a dispersión por fluctuaciones para brevedad, se debe destacar que las moléculas son los agentes que dispersan. Pero se puede ignorar ello e imaginar que su dispersión es el resultado de fluctuaciones de la densidad local en uno u otro medio homogéneo. Sería más preciso referir a la teoría de fluctuaciones de dispersión por moléculas más que a dispersión por fluctuaciones. El problema básico en la cual se confina la atención en este trabajo es en la interacción de la luz de longitud de onda arbitraria con una sola partícula (es decir, un agregado bien definida de muchos átomos o moléculas), la cual está incluida en uno u otro medio homogéneo (Figura 2.3). Por homogéneo se quiere decir que la heterogeneidad atómica o molecular es pequeño comparado con la longitud de onda de la luz incidente, también se ignora dispersión por fluctuaciones, que es usualmente mucho menos que dispersión por partículas. Este tratamiento se restringirá a dispersión elástica: la frecuencia de la luz dispersada es la misma como aquel de la luz incidente. Esto excluye de los estudios de fenómenos de dispersión inelástica tales como dispersión de Raman y Mandel'stam – Brillouin. Dispersión elástica es algunas veces denotada como dispersión coherente, pero elástica es más descriptiva físicamente y la noción de

coherencia como una relación de fase definida entre diferentes fuentes de radiación es firmemente establecida en óptica. Para adicionar a la confusión, la dispersión de Rayleigh es algunas veces usada para denotar dispersión en la cual no hay cambio de frecuencia.

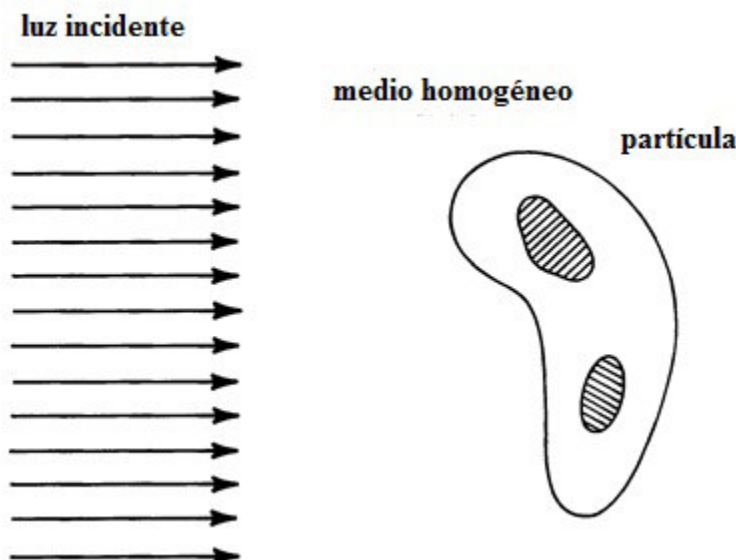


Figura 2.3.- Interacción de la luz con una sola partícula (Bohren, y Huffman, 1983).

Física de la dispersión por una sola partícula

Se puede adquirir un entendimiento cualitativo de la física de la dispersión por una sola partícula sin involucrar un partícula específica o haciendo algunos cálculos. Se considera una partícula arbitraria, que conceptualmente se subdivide en regiones pequeñas (Figura 2.4). Un campo oscilante aplicado (es decir, una onda electromagnética incidente) induce un momento dipolar en cada región. Esos dipolos oscilan en la frecuencia del campo aplicado y por lo tanto dispersa radiación secundaria en todas las direcciones. En una dirección particular (es decir, en un punto distante P), el campo dispersado total es obtenida al superponer las ondas dispersadas (debida a sus diferencias de fase, la dispersión por dipolos es coherente). En general, estas relaciones de fase cambian de una dirección de dispersión diferente; por lo tanto se espera que el campo dispersado varíe con la dirección de dispersión. Si la partícula es pequeña comparada con la longitud de onda, todas las ondas secundarias están aproximadamente en fase; para tal partícula no se espera mucha variación de dispersión con la dirección.

A medida que el tamaño de la partícula crece el número de posibilidades para mutuo realce y cancelación de las ondas dispersadas aumenta. Así, mientras que más grande es la partícula, más picos y valles se obtienen en el patrón de dispersión. La forma r también es importante: si la partícula en la Figura 2.4 es distorsionada, todas las relaciones de fase, por tanto el patrón de dispersión, son diferentes. Las relaciones de fase entre las ondas dispersadas depende de los factores geométricos: dirección de dispersión, tamaño y fase. Pero la amplitud y fase del momento dipolar inducido para una frecuencia dada depende del material de la cual la partícula es compuesta. Así, para un entendimiento completo de dispersión y absorción por pequeñas partículas, se necesita conocer como el volumen de la materia responde a los campos electromagnéticos oscilatorios. Los métodos para calcular la dispersión por partículas son físicamente equivalentes al procedimiento bosquejado arriba. Para ciertas clases de partículas el campo dispersado puede ser aproximado al subdividir la partícula en dispersores dipolares y superponiendo las ondas dispersadas; esto es la aproximación Rayleigh-Gans, donde las interacciones entre los dipolos son ignorados.

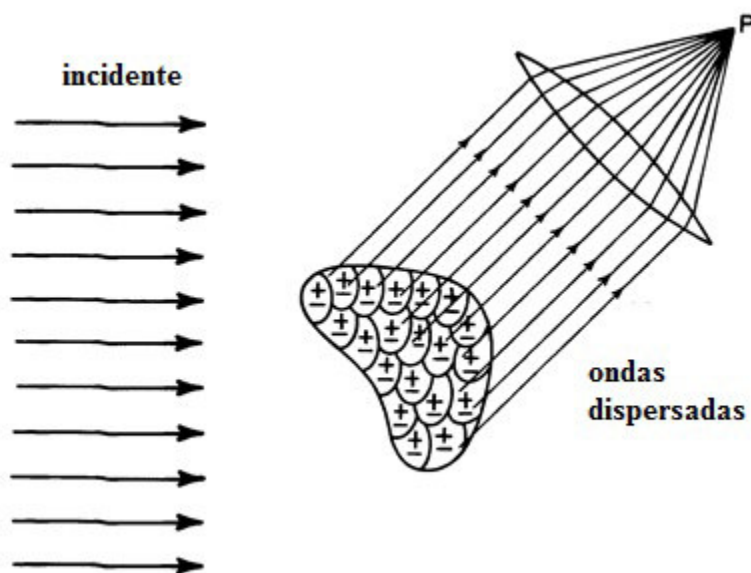


Figura 2.4.- Campo dispersado total en P es la resultante de todas las ondas dispersadas por las regiones en la cual la partícula es subdividida (Bohren, y Huffman, 1983).

Colecciones de partículas

El problema fundamental que se examina es la dispersión y la absorción por partículas individuales en entornos naturales, sin embargo estamos usualmente confrontados con colecciones de muchas partículas. Las partículas en una colección son acoplados electromagnéticamente: cada partícula es excitada por un campo externo y el campo resultante dispersado por todas las otras partículas; pero el campo dispersado por una partícula depende del campo total a la cual esto está expuesta. Considerable simplificación resulta si se asume dispersión individual: el número de partículas es suficientemente pequeño y su separación suficientemente grande que, en la vecindad de cualquier partícula, el campo total dispersado por todas las partículas es pequeña comparada con el campo externo. Con este supuesto, el campo dispersado total es simplemente la suma de los campos dispersados por las partículas individuales, cada una de las cuales es perturbado por el campo externo en forma aislada de las otras partículas. Es difícil expresar condiciones generales precisas, por ejemplo, por nubes, donde dispersión múltiple puede ser apreciable. En experimentos de laboratorio es usualmente posible preparar suspensiones diluidas de tamaños suficientemente pequeños para asegurar dispersiones individuales. Se asume, en adición la dispersión individual, que las partículas son muchas y sus separaciones aleatorias, que implica dispersión incoherente. Esto es, no hay relación sistemática entre las fases de las ondas dispersadas por las partículas individuales; así, la irradiancia total dispersada por la colección es justo la suma de las irradiancias dispersadas por las partículas individuales. Aún, en una colección de partículas separadas aleatoriamente, la dispersión es coherente en la dirección hacia adelante. Hay dos clases generales de problemas en la teoría de la interacción de una onda electromagnética con una partícula pequeña. **El problema directo**, dado una partícula de forma, tamaño y composición especificada que es iluminada por un haz de irradiancia, polarización y frecuencia específica, determina el campo en todas partes. **El problema inverso**, por un análisis adecuado del campo dispersado, describe la partícula o partículas que son responsables para la

dispersión. Esto es el problema “duro”. Desafortunadamente, el problema que es más frecuentemente de interés es el problema inverso.

2.2 Interacción de la radiación del Sol con la Atmósfera

El Sol emite radiación electromagnética en todas las longitudes de onda, aunque la mayoría de la energía se emite alrededor de la parte visible del espectro electromagnético ($0,4 - 0,7 \mu m$). La Figura 2.5 muestra el espectro de la radiación solar de forma que llega a la parte superior de la atmósfera terrestre. La línea punteada es la curva correspondiente a un cuerpo negro a una temperatura media equivalente a 5900K. Las regiones sombreadas representan la absorción molecular en la atmósfera (por ejemplo, ozono, vapor agua y dióxido de carbono).

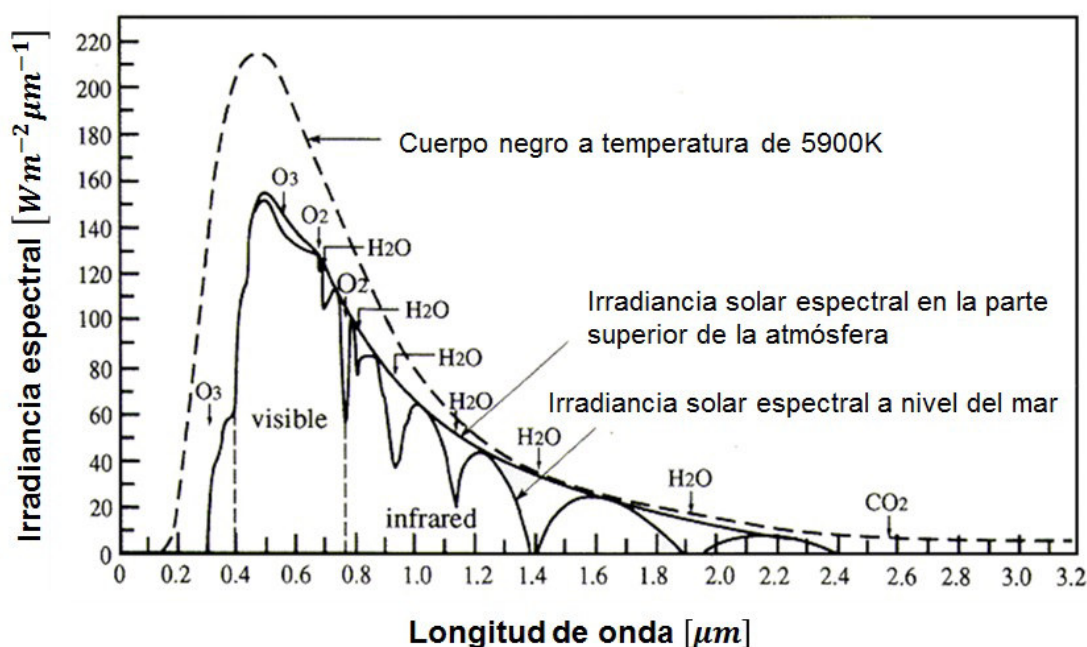


Figura 2.5.- Irradiancia espectral solar en la parte superior de la atmósfera y al nivel del mar, figura adaptada de (Seinfeld y Pandis, 1998).

La radiación del Sol, principal fuente de energía radiante en ondas cortas, interactúa con la atmósfera, produciendo una dispersión y/o reflexión por las moléculas, los aerosoles, inclusive los de origen volcánicos, y con las nubes, por medio de la absorción, principalmente por los gases minoritarios, es

decir la radiación solar que incide sobre las partículas y/o moléculas, puede ser absorbida, reflejada o transmitida en todas las direcciones en procesos simultáneos. Este fenómeno de reflexión, dispersión o difusión permite considerar a la partícula como si fuera una fuente puntual con energía y si se considera de volumen esférico, su energía dispersada puede ser calculada a partir de las ecuaciones de Maxwell. Por dispersión se entiende como un fenómeno producido en la atmósfera, al interactuar una onda electromagnética con una partícula (abstracción de un cuerpo dotado de masa, o una parte de él, concentrada idealmente en un punto) o centro dispersor, dando lugar a una reemisión de la energía incidente en todas las direcciones del espacio. En la atmósfera las partículas responsables de los procesos de dispersión tienen tamaños comprendidos entre las moléculas de gas ($\sim 10^{-8}$ cm) hasta gotas de lluvia y granizo (~ 1 cm). Desde un punto de vista fenomenológico cuando las partículas son pequeñas en relación a la longitud de onda estas tienden a dispersar la misma cantidad de energía en la dirección hacia adelante y hacia atrás. Mientras que, si las partículas son comparables o mayores que la longitud de onda la dispersión de energía se realiza principalmente en la dirección en la que se propaga la radiación incidente. La intensidad relativa del patrón de dispersión depende fuertemente del cociente del tamaño de las partículas y la longitud de onda de la radiación incidente dado por:

$$X = 2\pi a / \lambda \quad (2.1)$$

donde a es el radio de la partícula y λ la longitud de onda de la radiación incidente. Para partículas más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente, se usa la aproximación de Rayleigh. Por lo que se estudia la dispersión de la radiación solar por las moléculas de la atmósfera terrestre, como por ejemplo el color azul del cielo en el día y el color rojizo en la tarde. Si el tamaño de las partículas es de igual o mayor tamaño que la longitud de onda de la radiación incidente, se usa la aproximación de Mie. En general se emplea el nombre de “moléculas” para referirnos a aquellas partículas cuyo tamaño permite la aproximación de Rayleigh, mientras que “partículas” se suele utilizar en la aproximación de Mie.

2.3 Absorción de la radiación del Sol por gases presentes en la Atmósfera

Mientras que los principales constituyentes de la atmósfera absorben muy poca radiación, algunos de sus constituyentes minoritarios son absorbentes eficientes. La atmósfera se comporta como un filtro selectivo a distintas longitudes de onda, de tal forma que en algunas bandas del espectro electromagnético elimina prácticamente cualquier posibilidad de observación remota. La radiación en longitudes de onda de hasta $0,24 \mu\text{m}$ interactúa con las moléculas de oxígeno, rompiéndolas formando átomos de oxígeno, un proceso conocido como la fotodisociación. Los átomos de oxígeno liberado en esta reacción son fundamentales para la producción de ozono (O_3). El oxígeno molecular presente en la estratósfera y la capa de ozono absorbe eficientemente el 100% de la radiación por debajo de $0,29 \mu\text{m}$, mientras que el vapor de agua y el dióxido de carbono absorben gran parte de la radiación infrarrojo térmico (Tierra). Estas absorciones son esenciales para el desarrollo de la vida en la Tierra como la absorción por O_3 que impide el paso de la radiación ultravioleta. El efecto invernadero ocurre debido a la absorción de la radiación térmica por el vapor de agua y el dióxido de carbono. Los aerosoles atmosféricos absorben en el espectro visible. Las absorciones se cuantifican debido a la transición electrónica de oxígeno molecular y atómico y el ozono en el rango ultravioleta. Las absorciones debidas a las transiciones de vibración y de rotación de moléculas asimétricas son las que se encuentra en la región del infrarrojo (ver Tabla 2.1).

Tabla 2.1.- Tipos de transición responsable de las líneas de absorción o emisión en varias regiones espectrales (Fuente: Houghton, 1985, p. 119).

Región espectral	Longitud de onda (μm)	Energía interna (ergios)	Tipo de transición
Ultravioleta	0.4	10^{-11}	Electrónica
Visible	0.4 – 0.7	4×10^{-12}	Electrónica
Infrarrojo próximo	0.7 – 2.0	10^{-2}	Electrónica/ vibracional
Infrarrojo medio	$2 - 10^2$	10^{-14}	Vibracional/ rotacional
Infrarrojo lejano	$10^3 - 10^5$	10^{-15}	rotacional
microondas	$10^3 - 10^5$	10^{-17}	rotacional

2.4. Dispersión atmosférica

En esta sección se usan como referencias a Liou, (2002) y Goody y Yung (1995) para el estudio de la dispersión atmosférica. En especial, se dará detalles de la dispersión de Rayleigh.

2.4.1. Dispersión de Rayleigh

La ley física de dispersión descubierta por Rayleigh, (1871) condujo a la explicación del color azul del cielo. En esta sección se formulará la dispersión de luz del Sol no polarizada por las moléculas de aire y se describe su importante aplicación a la atmósfera.

Desarrollo teórico

Se considera una partícula pequeña homogénea, isotrópica y esférica cuyo radio es mucho más pequeña que la longitud de onda de la radiación incidente. La radiación incidente produce un campo eléctrico homogéneo \vec{E}_0 , llamado el campo aplicado. Ya que la partícula es muy pequeña, el campo aplicado genera una configuración dipolar sobre esto. El campo electromagnético de la partícula, causado por el dipolo eléctrico, modifica el campo aplicado dentro y cerca de la partícula. Sea \vec{E} el campo combinado, es decir, el campo aplicado más el campo propio de la partícula y además, sea \vec{p}_0 el momento dipolar inducido

$$\vec{p}_0 = \alpha \vec{E}_0 \quad (2.2)$$

Esta ecuación define la polarizabilidad α de una partícula pequeña. Las dimensiones de \vec{E}_0 y \vec{p}_0 están en unidades de carga por área y cargas por longitud, respectivamente, y α tiene la dimensión de volumen. En general, α es un tensor, debido que los vectores \vec{E}_0 y \vec{p}_0 no pueden alinearse entre sí a lo largo de las tres direcciones perpendiculares. En un caso muy común donde esos dos vectores coinciden, α es un escalar. El campo aplicado \vec{E}_0 genera oscilación de un dipolo eléctrico en una dirección fija. El dipolo oscilante produce una onda electromagnética plana polarizada, la onda dispersada. Para evaluar el campo eléctrico dispersado en regiones que están lejos del dipolo, se denota

por r la distancia entre el dipolo y el punto de observación, γ el ángulo entre el momento dipolar dispersado \vec{p} y la dirección de observación y c la rapidez de la luz en el vacío. De acuerdo a la dinámica clásica, el campo eléctrico dispersado es proporcional a la aceleración del momento dipolar dispersada multiplicado por $\sin \gamma$, y es inversamente proporcional a la distancia r

$$\vec{E} = \frac{1}{c^2} \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \vec{p}}{\partial t^2} \sin \gamma \quad (2.3)$$

En un campo periódico que oscila, el momento dipolar dispersado puede ser discreto en términos del momento dipolar inducido como

$$\vec{p} = \vec{p}_0 e^{-ik(r-ct)} \quad (2.4)$$

Nota que k es el número de onda y $kc = \omega$ es la frecuencia circular. Al combinar (2.2) y (2.4) en (2.3), produce

$$\vec{E} = -\vec{E}_0 \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma \quad (2.5)$$

Ahora se considera la dispersión de luz del Sol por las moléculas de aire. Sea el plano definido por las direcciones de ondas incidente y dispersada el plano de referencia (plano de dispersión). Desde cualquier vector eléctrico se puede descomponer de manera arbitraria en componentes ortogonales, se puede elegir los dos componentes perpendiculares (E_r) y paralelo (E_l) al plano de dispersión. La luz del Sol se caracteriza por el mismo campo eléctrico en las direcciones r y l y por una relación de fase aleatoria entre estos dos componentes, y se refiere como la luz natural o no polarizada. En este caso, se puede considerar por separado la dispersión de los dos componentes de campo eléctrico E_{0r} y E_{0l} por moléculas asumidas para ser partículas homogéneas, isotrópicas y esféricas. Basado en la ecuación (2.5), tenemos

$$E_r = -E_{0r} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_1 \quad (2.6a)$$

$$E_l = -E_{0l} \frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \sin \gamma_2 \quad (2.6b)$$

Referido a la Figura 2.6, se observa que $\gamma_1 = \pi/2$ y $\gamma_2 = \pi/2 - \Theta$, donde Θ es definido como el ángulo de dispersión, que es el ángulo entre las ondas incidente y dispersada. Nota que γ_1 es siempre igual a 90° porque el momento dipolar dispersado (o el campo eléctrico dispersado) en la dirección r es normal al plano de dispersión definido anteriormente. En forma matricial, se puede escribir

$$\begin{bmatrix} E_r \\ E_l \end{bmatrix} = -\frac{e^{-ik(r-ct)}}{r} k^2 \alpha \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & \cos \Theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{0r} \\ E_{0l} \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Una descripción completa de la intensidad de un haz de luz y su estado de polarización es dada en el desarrollo de la transferencia radiativa, incluyendo polarización y los parámetros de Stokes explicado por Liou, (2002). Se puede definir los componentes de intensidad (por ángulo solido) de la radiación incidente y dispersada en las formas:

$$I_0 = C |E_0|^2 \quad \text{y} \quad I = C |E|^2$$

donde C es un cierto factor de proporcionalidad tal que C/r^2 implica un ángulo sólido. Se sigue que de las ecuaciones (2.6) y (2.7) las intensidades pueden ser expresadas como:

$$I_r = I_{0r} \frac{k^4 \alpha^2}{r^2} \quad (2.8a)$$

$$I_l = I_{0l} \frac{k^4 \alpha^2}{r^2} \cos^2 \Theta \quad (2.8b)$$

Donde I_r y I_l son componentes de intensidad polarizada perpendicular y paralela al plano que contiene las ondas incidente y dispersada, es decir, el plano de dispersión. La intensidad dispersada total de la luz del Sol no polarizada incidente sobre una molécula en la dirección de Θ entonces es,

$$I = I_r + I_l$$

$$I = \left(I_{0r} + I_{0l} \cos^2 \Theta \right) \frac{k^4 \alpha^2}{r^2} \quad (2.9)$$

Pero para la luz no polarizada, $I_{0r} = I_{0l} = \frac{I_0}{2}$ y notando que $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ se obtiene

$$I = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \Theta}{2}. \quad (2.10)$$

La ecuación (2.10) es la fórmula original obtenida por Rayleigh y se llamará la dispersión de la luz del Sol por moléculas de Rayleigh. Por esta fórmula, la intensidad de la luz del Sol no polarizada dispersada por una molécula es proporcional a la intensidad incidente I_0 y es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre la molécula y el punto de observación. En adición a estos dos factores, la intensidad dispersada también depende de la polarizabilidad, la longitud de la onda incidente y el ángulo de dispersión. La dependencia de estos tres parámetros de la dispersión de la luz del Sol por moléculas introduce un número de características físicas significantes.

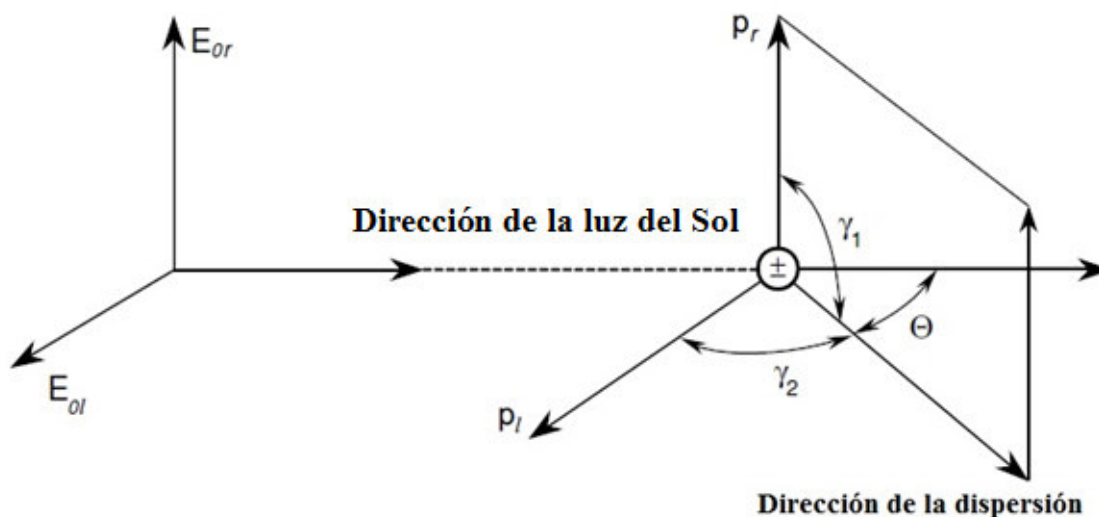


Figura 2.6.- Dispersión por un dipolo (Liou, 2002).

Función fase, dispersión transversal y polarizabilidad

En las ecuaciones (2.8) y (2.10), la intensidad dispersada por una molécula depende de las características de polarización de la luz incidente. Para la luz incidente polarizada verticalmente, la intensidad dispersada es independiente de la dirección del plano de dispersión. En este caso luego, la dispersión es isotrópica. En otras palabras, para la luz incidente polarizada horizontalmente (l), la intensidad dispersada es una función de $\cos^2 \Theta$. Cuando la luz incidente no es polarizada, tal como la luz del Sol, la intensidad dispersada depende de $(1 + \cos^2 \Theta)$. Los patrones de dispersión angular en el espacio para los tres tipos de polarización incidente se ilustran en la Figura. 2.7. Se observa que la dispersión de la luz del Sol polarizada por las moléculas (dispersión de Rayleigh) tiene máximos en las direcciones hacia adelante (0°) y hacia atrás (180°), mientras que muestra mínimos en las direcciones laterales (90° y 270°). La luz dispersada por las partículas o moléculas no es limitado sólo al plano de incidencia, sino es visible en todas las direcciones azimutales. Debido a la simetría esférica asumido para las moléculas, los patrones de dispersión son simétricos en el espacio tridimensional, como se demuestra en la Figura. 2.7. Para describir la distribución angular de la energía dispersada en

conjunción con la dispersión múltiple y la transferencia radiativa análisis y aplicaciones para las atmósferas planetarias, se hace esto necesario para definir una parámetro adimensional llamado *función fase*, $P(\cos \Theta)$, de tal manera que

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{P(\cos \Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1 \quad (2.11)$$

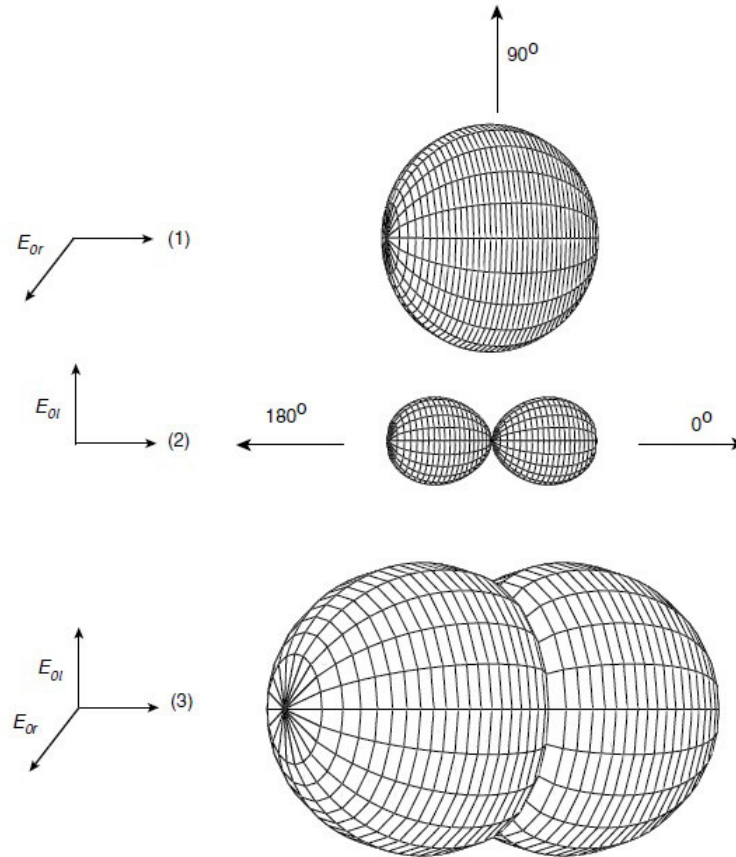


Figura 2.7.- Diagrama polar de la intensidad dispersada por las moléculas de Rayleigh (Liou, 2002).

Según esta definición, la función fase se dice que es normalizado a la unidad. Al realizar integraciones simples, la función fase de dispersión de Rayleigh para la luz del Sol incidente no polarizada está dada por

$$P(\cos \Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \Theta) \quad (2.12)$$

Empleando la definición de la función fase, la ecuación (2.10) puede ser reescrito en la forma

$$I(\Theta) = \frac{I_0}{r^2} \alpha^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \frac{P(\Theta)}{4\pi} \quad (2.13)$$

De ello se deduce que la distribución angular de la intensidad dispersada es directamente proporcional a la función fase. El flujo dispersado f (o potencia, en unidades de energía por tiempo) puede ser evaluado por la integración de la densidad del flujo dispersada $(I\Delta\Omega)$ sobre el área apropiada de una distancia lejos del dispersor. Además,

$$f = \int (I\Delta\Omega) r^2 d\Omega \quad (2.14a)$$

Donde $r^2 d\Omega$ representa el área de acuerdo con la definición del ángulo sólido. Insertando las expresiones para la intensidad dispersada (2.13) y el ángulo sólido diferencial definido por ($d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi$), en la ecuación (2.14a) y llevando a cabo las integraciones sobre el ángulo sólido de una esfera, se obtiene el flujo dispersado isotrópicamente equivalente en la forma

$$f = \frac{F_0 \alpha^2 128\pi^5}{(3\lambda^4)} \quad (2.14b)$$

Donde la densidad de flujo incidente F_0 es igual a $I_0 d\Omega$. Por otra parte podemos definir la sección transversal de dispersión por una molécula como

$$\sigma_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\alpha^2 128\pi^5}{(3\lambda^4)} \quad (2.15)$$

La sección transversal de dispersión (en unidades de área) representa la cantidad de energía incidente que es retirado desde la dirección original debido a un solo evento de dispersión tal que la energía se redistribuye isotrópicamente en el área de una esfera cuyo centro es el dispersor y cuyo

radio es r . En términos de la sección transversal de dispersión, la intensidad dispersada puede ser expresada por

$$I(\Theta) = I_0 \frac{\sigma_s}{r^2} \frac{P(\Theta)}{4\pi} \quad (2.16)$$

Esta es la expresión general para la intensidad dispersada, que es válido no sólo para las moléculas sino también para partículas cuyo tamaño es mayor que la longitud de onda incidente. La polarizabilidad, α , que se utilizó en las ecuaciones anteriores, se puede derivar del principio de la dispersión de las ondas electromagnéticas y está dada por

$$\alpha = \frac{3}{4\pi N_s} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad (2.17)$$

donde N_s es el número total de moléculas por unidad de volumen y m es el índice de refracción adimensional de las moléculas. Esta ecuación es llamada la **fórmula Lorentz-Lorentz**. El índice de refracción es un parámetro óptico asociado con el cambio de velocidad de las ondas electromagnéticas en un medio con respecto al vacío. Normalmente, los índices de refracción de partículas atmosféricas y moléculas están compuestos de una parte real m_r y una parte imaginaria m_i correspondiente, respectivamente, para las propiedades de dispersión y absorción de partículas y moléculas. En el espectro solar visible, la parte imaginaria de los índices de refracción de moléculas de aire pueden ser insignificantes en la discusión de dispersión. La parte real de los índices de refracción de moléculas de aire en el espectro solar están muy cerca de uno (1), pero dependen de la longitud de onda (o frecuencia) de la radiación incidente. Debido a esta dependencia, la luz blanca puede ser dispersada en componentes de color por moléculas que funcionan como prismas. La parte real del índice de refracción puede ser aproximadamente por

$$(m_r - 1) \times 10^8 = 6432,8 + \frac{2949810}{146 - \lambda^{-2}} + \frac{25540}{41 - \lambda^{-2}} \quad (2.18)$$

Donde λ está en micrómetros. Ya que m_r está cerca de 1, para todos los propósitos prácticos, la ecuación (2.17) puede ser dada aproximadamente por

$$\alpha^2 \approx \frac{1}{4\pi N_s} (m_r^2 - 1) \quad (2.19)$$

Así, la sección transversal de dispersión definida en la ecuación (2.15), y es ahora

$$\sigma_s = \frac{8\pi^3 (m_r^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_s^2} f(\delta) \quad (2.20)$$

Un factor de corrección $f(\delta)$ es añadido en la ecuación (2.20) para tomar en consideración la propiedad anisotrópico de moléculas, donde $f(\delta) = \frac{(6-3\delta)}{(6-7\delta)}$ con el factor de anisotrópico δ de 0,035.

Anisotropía implica que el índice de refracción de moléculas varía a lo largo de las direcciones x , y y z , y además es un vector, no un escalar. Por lo tanto, la polarizabilidad α es un tensor. El espesor óptico de toda la atmósfera molecular a una longitud de onda dada puede ser calculado desde la sección transversal de dispersión en la forma:

$$\tau(\lambda) = \sigma_s(\lambda) \int_0^{Z_\infty} N(z) dz \quad (2.21)$$

donde $N(z)$ denota el número de densidad de las moléculas en función a la altura, y Z_∞ es la cima de la atmósfera. El espesor óptico representa la potencia de atenuación de las moléculas con respecto a una longitud de onda específica de la luz incidente.

2.4.2 Dispersión (Scattering) de Mie

Las partículas se considerarán en lo sucesivo partículas esféricas, que significa una buena aproximación a las condiciones atmosféricas (Dubovik et al., 2000) especialmente para la fracción fina de partículas.

En el caso de que el parámetro tamaño sea mayor que 50, la dispersión puede ser estudiada mediante las técnicas de la óptica geométrica. Si el parámetro tamaño se encuentra entre 1 y 50, se produce la dispersión Mie (Bohren, 1983; Liou, 1980). En este intervalo de tamaños se encuentran los aerosoles atmosféricos. La solución a este problema requiere resolver las ecuaciones de Maxwell, lo cual se hace en coordenadas esféricas y ajustando las condiciones de contorno entre las interfaces de separación del medio de propagación de la onda inicial y el medio dispersor. Por tanto, se considera la dispersión de una onda plana linealmente polarizada por esferas homogéneas (índice de refracción n) de tal manera que el medio exterior es el vacío (índice de refracción igual a 1). En estas condiciones, en la teoría de Mie la intensidad de radiación dispersada por las partículas viene dada según las componentes perpendicular y horizontal de la radiación:

$$I_r^s = I_r^I \frac{i_1}{k^2 r^2}$$

$$I_l^s = I_l^I \frac{i_2}{k^2 r^2} \quad (2.22)$$

donde I_r^I e I_l^I denotan las componentes perpendicular y horizontal de la intensidad incidente, k es el número de ondas, r es la distancia de la partícula dispersora al observador, i_1 e i_2 son las denominadas funciones de intensidad para las componentes perpendicular y paralela,

$$i_1(\theta) = |S_1(\theta)|^2$$

$$i_2(\theta) = |S_2(\theta)|^2 \quad (2.23)$$

El principal problema computacional en la teoría de la dispersión de Mie consiste en el cálculo de estas funciones de intensidad en función del ángulo de dispersión, el índice de refracción y el parámetro de tamaño. Dicho cálculo puede realizarse a partir de las funciones de dispersión $S_1(\theta)$ y $S_2(\theta)$, quienes toman la siguiente forma:

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left[a_n \pi_n(\cos\theta) + b_n \tau_n(\cos\theta) \right] \quad (2.24)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left[b_n \pi_n(\cos\theta) + a_n \tau_n(\cos\theta) \right] \quad (2.25)$$

donde $\pi_n(\cos\theta)$ y $\tau_n(\cos\theta)$ son definidos a partir de los polinomios asociados de Legendre, a_n y b_n son los denominados coeficientes de dispersión, obtenidos a partir de las soluciones de las ecuaciones de Maxwell.

$$\begin{aligned} \pi_n(\cos\theta) &= \frac{1}{\sin\theta} P_n^1(\cos\theta) \\ \tau_n(\cos\theta) &= \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos\theta) \end{aligned} \quad (2.26)$$

A partir de las funciones de dispersión así como de las funciones de intensidad es posible obtener parámetros radiativos de especial interés para caracterizar las propiedades ópticas de estos aerosoles. Así, se define la eficiencia de extinción, Q_e , y la sección eficaz de extinción, σ_e , para una esfera de radio r :

$$Q_e = \frac{\sigma_e}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}[a_n + b_n] \quad (2.27)$$

donde $\operatorname{Re}[a_n + b_n]$ denota la parte real en la dirección de incidencia de cualesquiera de las dos funciones de dispersión. De forma análoga al caso de Rayleigh, es posible definir la eficiencia de dispersión Q_s , para una esfera de radio r y la sección eficaz de dispersión, σ_s :

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left[|a_n|^2 + |b_n|^2 \right] \quad (2.28)$$

A partir de estas magnitudes la sección eficaz de absorción y la eficiencia de absorción de una esfera pueden ser calculadas como:

$$\sigma_a = \sigma_e - \sigma_s \quad Q_a = Q_e - Q_s \quad (2.29)$$

Otros parámetros radiativos de interés son los denominados coeficientes de dispersión β_s , y extinción, β_e , definidos respectivamente para una distribución dada de partículas $\frac{dn(r)}{dr}$ como:

$$\beta_e = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_e \frac{dn(r)}{dr} dr \quad \beta_s = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_s \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (2.30)$$

2.4.3 Dispersión y Absorción Múltiple en Atmósferas Planetarias

Fundamentos de Transferencia Radiativa

La dispersión es a menudo acoplada con la absorción. En lo que sigue se formulará la ecuación fundamental que gobierna la transformación de la radiación solar difusa en atmosferas plano paralelas. El término difuso está asociado con los procesos de dispersión múltiple y es diferenciado de la radiación solar directa. De la Figura 2.8 y considerando un espesor diferencial Δz , el cambio diferencial de intensidad difusa emergente desde debajo de la capa es debido a los siguientes procesos: (1) reducción de la atenuación por extinción; (2) aumento de la dispersión individual del flujo solar directo no dispersada de la dirección (μ_0, ϕ_0) a (μ, ϕ) ; (3) aumento de la dispersión múltiple de la intensidad difusa de direcciones (μ', ϕ') a (μ, ϕ) ; y (4) aumento de la emisión dentro de la capa en la dirección (μ, ϕ) . Considera un pequeño volumen que contiene un espectro de moléculas y/o partículas y denota los coeficientes de extinción, dispersión y absorción (en unidades de por longitud) como β_e , β_s , y β_a , respectivamente, definida por

$$\beta_{e,s,a} = \int_{\Delta z} \sigma_{e,s,a} \frac{n(z)}{\Delta z} dz \quad (2.31)$$

donde $\sigma_{e,s,a}$ es la sección transversal y n es la densidad numérica. Además, sea la función fase que corresponde a un volumen de partículas P .

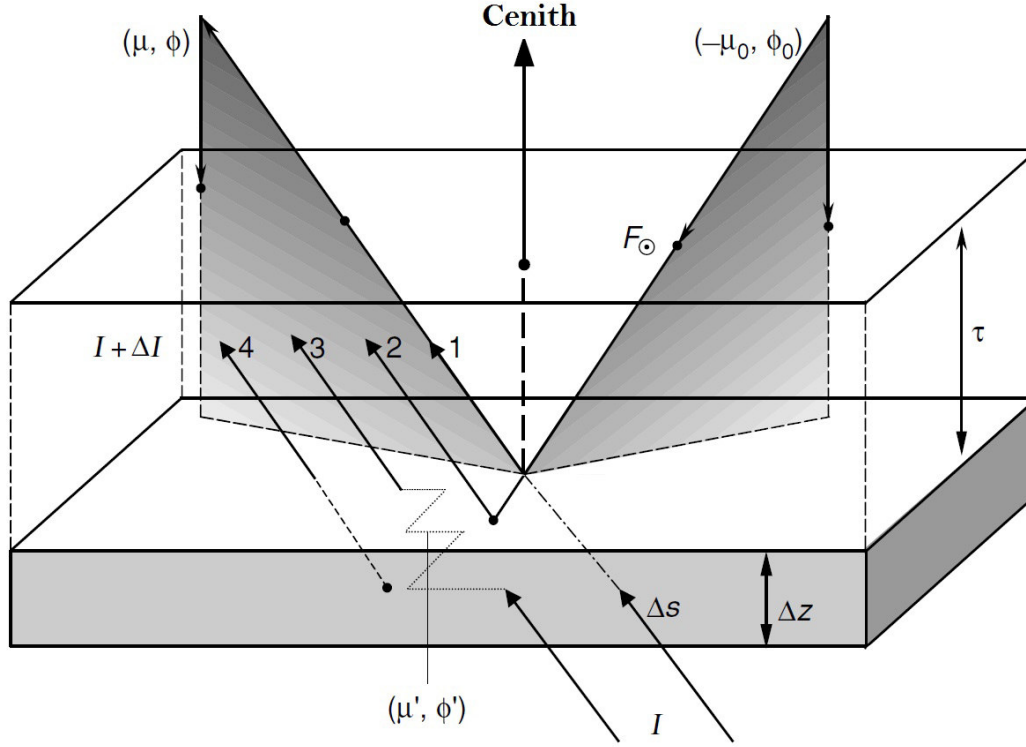


Figura 2.8.- Transferencia de intensidad solar difusa desde debajo en las capas planas paralelas: (1) atenuación por la extinción; (2) dispersión simple del flujo solar no dispersado; (3) dispersión múltiple; y (4) emisión de la capa. Todos los parámetros radiativos son definidos con referencia a un volumen pequeño que contiene un espectro de moléculas y/o partículas (Liou, 2002).

Así, $P(\mu, \phi; \mu', \phi')$ denota la redirección de la intensidad que incide definida por (μ', ϕ') a la intensidad que sale definida por (μ, ϕ) . También nota que la longitud diferencial $\Delta s = \frac{\Delta z}{\mu}$. Basado en

las definiciones anteriores, se puede escribir (sin poner el índice de longitud de onda) como:

$$\frac{\Delta I(z; \mu, \phi)}{\Delta z / \mu} = -\beta_e I(z; \mu, \phi) + \beta_s F_{\odot} e^{-\frac{\tau}{\mu}} \frac{P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0)}{4\pi} + \beta_s \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(z; \mu', \phi') \frac{P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0)}{4\pi} d\mu' d\phi' + \beta_a B[T(z)] \quad (2.32)$$

Todos los términos (cuatro) son auto-explicatorios. Sin embargo, se nota que la integración del termino dispersión múltiple es ejecutado para intensidad difusa sobre el ángulo solido 4π y que equilibrio radiativo es asumido tal que emisión es igual a absorción basado en las leyes de Kirchhoff y Planck.

Además, se puede definir el albedo de dispersión simple como el cociente entre el coeficiente de dispersión y coeficiente de extinción en la forma

$$\tilde{\omega} = \frac{\beta_s}{\beta_e} \quad \text{ó} \quad 1 - \tilde{\omega} = \frac{\beta_a}{\beta_e} \quad (2.33)$$

El espesor óptico es definido por

$$\tau = \int_z^\infty \beta_e dz' \quad (2.34)$$

Usando el espesor óptico, la ecuación (2.32) puede ser escrita como:

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \phi) - J(\tau; \mu, \phi) \quad (2.35)$$

donde la función fuentes es dado por

$$J(\tau; \mu, \phi) = \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \phi') P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} F_\odot P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} + (1 - \tilde{\omega}) B[T(\tau)]. \quad (2.36)$$

Los parámetros fundamentales que causan la transferencia de la intensidad difusa son los coeficientes de extinción (o el espesor óptico), el albedo de dispersión simple y la función fase. Es suficiente asumir que esos parámetros son independiente de τ (ó z). Para una discusión de la transferencia radiativa solar, el flujo emitido desde la Tierra y la atmósfera con una temperatura de equilibrio de ~ 255 K es despreciable en comparación a la radiación emitido desde el Sol para una longitud de onda, $\lambda \leq 3,5\mu m$. Para algunos problemas de transferencia radiativa solar, se puede entonces omitir el último término en la función fuente. La función fase representa la distribución angular de la energía dispersada como una función del ángulo de dispersión y ha sido presentado para moléculas, aerosoles y partículas de nubes. De la geometría esférica, el ángulo de dispersión está relacionado a las direcciones que ingresan y que salen en la forma

$$\cos\Theta = \mu\mu' + (1 - \mu^2)^{\frac{1}{2}}(1 - \mu'^2)^{\frac{1}{2}} \cos(\phi' - \phi) \quad (2.37)$$

Se puede expresar la función fase en términos de una función matemática conocida con el propósito de solucionar la ecuación (2.35), la ecuación integro diferencial de primer orden. Los polinomios de Legendre, por virtud de sus propiedades matemáticas, han sido usados extensivamente en el análisis de problemas de transferencia radiativa. En términos de los polinomios de Legendre, la función fase puede ser escrita en la forma

$$P(\cos\Theta) = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\cos\Theta) \quad (2.38)$$

donde el coeficiente de expansión, basado en la propiedad ortogonal, es dado por

$$\tilde{\omega}_l = \frac{2l+1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) P_l(\cos\Theta) d\cos\Theta. \quad \ell = 0, 1, \dots, N \quad (2.39a)$$

Cuando $\ell = 0$, $\tilde{\omega}_0 = 1$, que representa la normalización de la función fase denotada en ecuación (2.13). Cuando $\ell = 1$, se tiene

$$g = \frac{\tilde{\omega}_1}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) (\cos\Theta) d\cos\Theta \quad (2.39b)$$

Este término es referido como el factor de asimetría, que es el primer momento de la función fase y un parámetro importante en la transferencia radiativa. Para dispersión isotrópica, g es cero, como esto es para dispersión de Rayleigh. El factor de asimetría aumenta cuando el pico de difracción de la función fase se agudiza y puede ser negativo si el pico de la función fase en direcciones hacia atrás ($90-180^\circ$). Para partículas del tipo **Lorenz-Mie**, cuya función fase tiene un pico agudo generalmente en el ángulo de dispersión 0° , el factor de asimetría denota la intensidad relativa de la dispersión hacia adelante.

Aproximaciones de Transferencia Radiativa

La aproximación para dispersión simple es muy útil en aplicaciones de teledetección. En un dominio donde el espesor óptico es pequeño ($\tau < 0,1$), una porción grande de los eventos de dispersión es dominado por dispersión simple del haz solar directo. Esto ocurre en cirrus fino ópticamente y atmosfera de aerosoles. En este caso, el término más importante en la función fuente es

$$J(\tau; \mu, \phi) \cong \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} F_{\odot} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}. \quad (2.40)$$

Considera una superficie negra tal que la intensidad hacia arriba reflejada $I(\tau_*; \mu, \phi) = 0$, donde τ_* es el espesor óptico atmosférico total. La intensidad hacia arriba en la cima de la atmósfera es

$$I(0; \mu, \phi) = \int_0^{\tau_*} J(\tau'; \mu, \phi) e^{-\frac{\tau}{\mu}} \frac{d\tau'}{\mu} = \frac{\mu_0 F_{\odot}}{\pi} \frac{\tilde{\omega}}{4(\mu + \mu_0)} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \left\{ 1 - \exp\left[-\tau_* \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0}\right)\right] \right\} \quad (2.41a)$$

Además para τ_* pequeño

$$R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \frac{\pi I(0; \mu, \phi)}{\mu_0 F_{\odot}} = \tau_* \frac{\tilde{\omega}}{4\mu\mu_0} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \quad (2.41b)$$

El término R es una cantidad adimensional, referida como la **reflectancia bidireccional**. Esta ecuación establece los fundamentos para la recuperación del espesor óptico de aerosoles desde satélite. Es claro que bajo las condiciones de atmósfera fina ópticamente el espesor óptico es directamente proporcional a la reflectancia bidireccional que puede ser determinada de mediciones radiométricas de satélite, pero es inversamente proporcional a la función fase. Considera ahora una superficie subyacente y toma en cuenta reflexiones múltiples entre la atmósfera y la superficie. Para simplicidad de presentación, sea la superficie Lambertiana con un albedo r_s (reflexión isotrópica). El BRDF para el sistema atmósfera – superficie es la suma de todos los haces de luz que emergen en el TOA como se muestra en la **Figura**

2.9. Así se tiene

$$R = R_a + \tilde{T}_a r_s \tilde{T}_a^* + \tilde{T}_a r_s R_a^* r_s \tilde{T}_a^* + \dots$$

$$R = R_a + \frac{\tilde{T}_a r_s \tilde{T}_a^*}{1 - R_a^* r_s} \quad (2.42)$$

donde R_a denota el BRDF de la atmósfera solo y el segundo término representa la contribución de la superficie. En esta ecuación, R_a^* es el BRDF de la atmósfera para radiación desde debajo y para propósitos prácticos, $R_a^* \approx R_a$. El término $\tilde{T}_a(\mu)$ es la función transmitancia total (directa más difusa) desde el Sol a la superficie, mientras que $\tilde{T}_a^*(\mu)$ es la función de transmisión total desde la superficie al satélite. Estos términos pueden ser calculados de la transferencia radiativa tal como el principio de sumas. Dentro de los límites de la dispersión simple y aproximaciones finas ópticamente tenemos la función de transmisión difusa

$$\begin{aligned} T_{\text{dif}}(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) &= \frac{\tilde{\omega}}{4(\mu + \mu_0)} P(-\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \left(e^{\frac{\tau}{\mu}} - e^{-\frac{\tau}{\mu_0}} \right) \\ &\approx \frac{\tilde{\omega}\tau}{4(\mu\mu_0)} P(-\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \end{aligned} \quad (2.43)$$

La función de transmisión directa es simplemente: $T_{\text{dir}} = e^{-\frac{\tau}{\mu_0}}$

La ecuación (2.42) sirve como la ecuación de transferencia radiativa fundamental para la determinación de aerosoles y ozono en la atmósfera por un lado y para la inferencia de las propiedades de la superficie por otro lado.

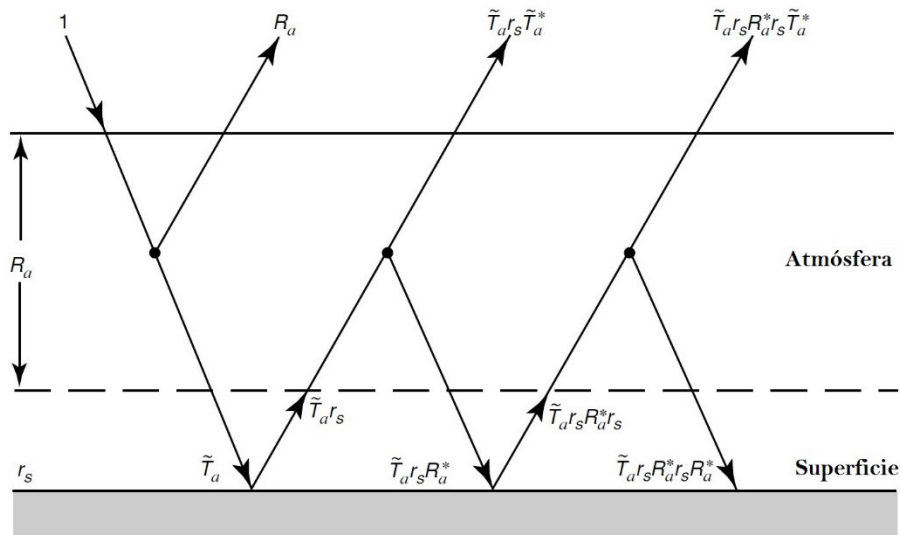


Figura 2.9.- Contribución de la reflectancia bidireccional desde el sistema atmósfera – superficie (Liou, 2002).

CAPÍTULO III

AEROSOL

3.1. Introducción

Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera terrestre. Ellas presentan diferentes propiedades físicas, químicas, cuyos tamaños oscilan entre $0.001\text{--}100\mu\text{m}$, es decir, desde agregados moleculares hasta partículas que por su tamaño solo pueden permanecer suspendidas en la atmósfera durante unas pocas horas (Esteve, 2011). También son conocidos como partículas en suspensión en el aire o material particulado (PM), que son componentes de la niebla de humo y la contaminación del aire (USEPA, 2003; Chen et al, 2002; Dickerson et al. 1997). La cantidad total de masa de los aerosoles presente en una unidad de volumen de aire varía desde $1\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa sobre los casquetes polares o en la tropósfera oceánica libre, hasta $1000\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$ en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales (Díaz, 2005). Junge, (1952) clasificó y dividió el rango de tamaños en tres zonas de tal manera que la dimensión lineal más grande se denota por r , donde se tiene que las partículas con $r < 0,1\text{ }\mu\text{m}$ se llaman núcleos de Aitken, Las partículas *grandes* son aquellas que cumplen con $0,1 < r < 1,0\text{ }\mu\text{m}$ y Las *gigantes* satisfacen con $r > 1,0\text{ }\mu\text{m}$. En la Figura 3.1 se observa el rango de tamaño de partículas en la atmósfera y su importancia (Díaz, 1999). La presencia de aerosoles en la atmósfera se debe a diversas causas, tanto de origen natural como antropogénico: combustiones en procesos industriales, calefacciones; productos generados en la misma atmósfera por reacciones químicas entre sustancias como sulfatos, nitratos, productos gaseosos; movimientos de masas de aire que arrastran consigo partículas marinas o polvo desértico; etc. (Raghava et al, 2009). Estas partículas son eliminadas de la atmósfera mediante distintos procesos como la sedimentación, la coagulación, la condensación y su posterior precipitación, etc. Todo ello implica un tiempo de vida en la atmósfera de estas partículas que puede oscilar entre minutos y semanas en la tropósfera, o llegar incluso a años si las partículas alcanzan la estratósfera (fenómeno común tras las erupciones volcánicas), ya que los procesos de eliminación por condensación o precipitación no se producen en las capas altas de la atmósfera (Esteve, 2011).

Los aerosoles es un constituyente importante en la atmósfera, que interaccionan de forma directa e indirecta con la radiación del Sol y terrestre, afectando al balance radiativo de la Tierra–Atmósfera. De forma directa, los aerosoles absorben y dispersan la radiación proveniente del Sol en su paso al atravesar la atmósfera. Como el tamaño de estas partículas es similar al de la longitud de onda de la radiación del Sol, los aerosoles pueden interactuar eficazmente con ésta, reduciendo la irradiancia solar total que alcanza la superficie de la Tierra (Díaz, 2005). De forma indirecta, los aerosoles actúan como núcleos de condensación (CCN) en la formación de nubes, lo que produce un aumento de la reflectividad de la nube para la radiación de onda corta, pero muy poca o ninguna variación para la radiación de onda larga. Además, los procesos de formación de lluvia se debilitan, aumentando la vida media de la nube (Toon y Rosenfeld, 2000) y el albedo mundial (Twomey, 1977). Esta influencia de los aerosoles sobre el balance radiativo Tierra – Atmósfera se conoce como *forzamiento radiativo* de los aerosoles, y su efecto puede ser de la misma magnitud pero de sentido opuesto que el forzamiento radiativo debido a los gases de efecto invernadero (IPCC, 2007). Los aerosoles de aproximadamente 2,5 micrómetros de diámetro (conocido como PM 2.5) pueden afectar negativamente a la salud humana al ser ingerido en los pulmones (Samet et al., 2000) o acompañar a la enfermedad (Mims et al., 1997). A diferencia de los gases de invernadero, los aerosoles no están bien mezclados en la atmósfera. Ellos son espacial y temporalmente no homogéneos, y por lo general se concentran cerca de la superficie de la Tierra. La altura de escala para la masa de aerosol es del orden de 2-3km, en comparación con 8 kilómetros de la atmósfera molecular. Dependiendo de su fuente, su tamaño, y su capacidad de reacción dentro de la atmósfera, los aerosoles pueden encontrarse cerca o lejos de sus fuentes (Kaufman y Remer, 1994).

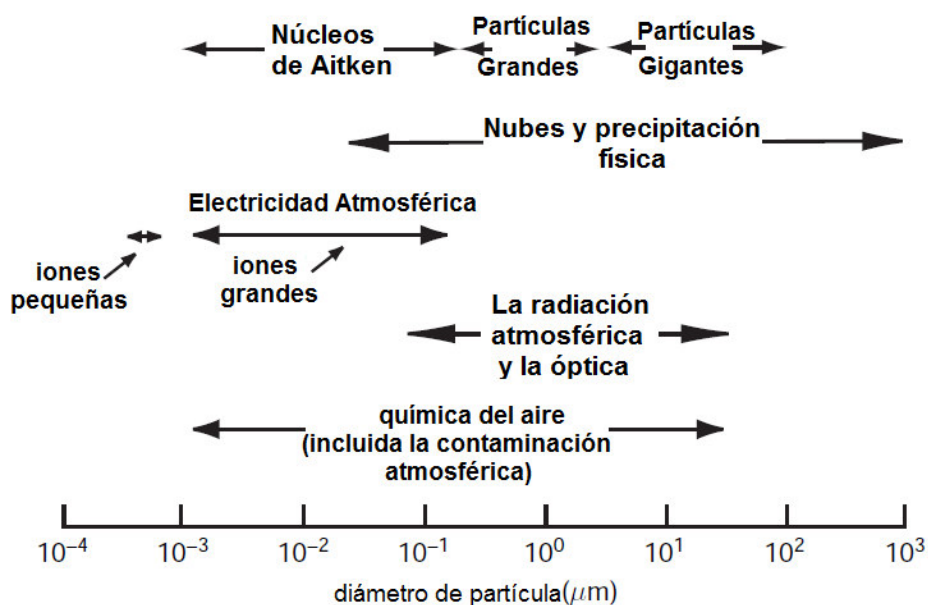


Figura 3.1.- Rango de tamaño de partículas en la atmósfera y su importancia (Díaz, 1999).

3.2. Propiedades de los aerosoles

Los aerosoles experimentan cambios físicos y químicos mientras están en la atmósfera, sobre todo dentro de las nubes, y son eliminados, en gran medida y relativamente rápido, por las precipitaciones. Debido a este breve tiempo de residencia y a la falta de homogeneidad de las fuentes, los aerosoles se distribuyen de modo heterogéneo en la tropósfera, con sus máximos cerca de las zonas de emisión (Díaz, 2005). A partir de las medidas de radiancia del cielo así como de irradiancia directa en cielos despejados, en longitudes de onda debidamente seleccionadas fuera de las bandas de absorción fuerte, puede obtenerse información acerca de propiedades ópticas de los aerosoles tales como el espesor óptico, la función de fase de dispersión, albedo de dispersión simple y el coeficiente de angstrom (Sánchez-Oliveros, 2000).

3.2.1. Propiedades ópticas del aerosol

Los aerosoles son importantes para el clima y la radiación de la Tierra debido a su tamaño. La teoría de Mie (más apropiadamente como la teoría de Lorenz-Mie-Debye (Mie, 1908 y Chandrasekhar, 1950), indica que las partículas afectan más fuertemente el campo de radiación cuando su tamaño es más similar a la longitud de onda de la radiación. Los aerosoles en el modo fino (0,1 a 1,0 μm) son similares en tamaño a las longitudes de onda de la radiación solar en la atmósfera, y son también los mayores contribuyentes a los aerosoles de superficie (ver Figura. 3.1). La radiación incidente sobre los aerosoles pueden ser absorbida, reflejada o transmitida, dependiendo de la composición química (índice de refracción complejo, m) y la orientación de las partículas de aerosol (si no es esférica).

Espesor óptico de los aerosoles

Una de las principales propiedades ópticas de los aerosoles que puede ser medida con precisión desde satélite es el espesor óptico de aerosoles (capítulo 5 más detalle). El espesor óptico de aerosoles (AOT) τ_A , es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda al atravesar un medio material, en este caso la atmósfera. Para definirlo partimos de la bien conocida ley de Beer-Lambert-Bouguer (Toledano et al, 2004)

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) e^{-\int_0^s k_\lambda \rho ds} \quad (3.1)$$

Siendo, el espesor total de toda la atmósfera, dado por,

$$\int_0^s k_\lambda \rho ds = \int_0^s \left(k_\lambda^{sca,R} \rho^R + k_\lambda^{sca,M} \rho^M + \sum_{i=1}^n k_\lambda^{abs,i} \rho^i \right) ds. \quad (3.2)$$

donde el parámetro k_λ , es la suma de las secciones eficaces de absorción k_λ^{abs} y de dispersión k_λ^{sca} .

Para expresar la magnitud adimensional en función de la distancia vertical al sitio de medida z , en lugar de hacerlo con respecto a la distancia sobre el camino inclinado que une el Sol con el dispositivo

colimador, s. Así se define el espesor óptico de aerosoles normal al sitio de medida $\tau_{\lambda}^{sca,M}$, (Díaz, 1999).

$$\int_0^s k_{\lambda}^{sca,M} \rho^M ds = m \left(\int_0^s k_{\lambda}^{sca,M} \rho^M dz \right) = m \tau_{\lambda}^{sca,M} \quad (3.3)$$

donde

$$\int_0^s ds = m \int_0^s dz \quad (3.4)$$

siendo m la masa óptica del aire, $m = \left[\cos\theta + 0,15(93,885 - \theta)^{-1,253} \right]^{-1}$

Para medidas a nivel del mar el error asociado a esta expresión es menor del 0,1% para $\theta < 86^\circ$. El peor comportamiento se presenta para $\theta = 89,5^\circ$, donde el error es del 1,25%.

De la ecuación (3.3) se tiene el espesor óptico de los aerosoles como

$$\tau_{\lambda}^{sca,M} = \frac{1}{m_M} \int_0^s k_{\lambda}^{sca,M} \rho^M ds \quad (3.5)$$

Reescribiendo la ecuación (3.1) en función de los espesores ópticos normales al sitio de medida

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) e^{-\sum_{i=1}^n \tau_{\lambda}^{abs,i} m_{abs}^i + \tau_{\lambda}^{sca,R} m_R + \tau_{\lambda}^{sca,M} m_M} \quad (3.6)$$

Para obtener el espesor óptico de aerosoles es necesario conocer previamente $I(\lambda)$, $I_0(\lambda)$, $\tau_{\lambda}^{abs,i}$, $\tau_{\lambda}^{sca,R}$ y las diferentes masas ópticas m_{abs}^i , m_R , y m_M . Teniendo en cuenta estas cantidades, obtendremos el espesor óptico de aerosoles $\tau_{\lambda}^{sca,M}$ restando la contribución al espesor total τ que se debe al scattering Rayleigh de las moléculas atmosféricas $\tau_{\lambda}^{sca,R}$ y a las absorciones por parte de diferentes componentes atmosféricos –ozono, vapor de agua, oxígeno, etc. $\tau_{\lambda}^{abs,i}$

$$\tau_{\lambda}^{sca, M} = \tau - \tau_{\lambda}^{abs, i} - \tau_{\lambda}^{sca, R} \quad (3.7)$$

El AOT es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. No es sólo un indicador del contenido vertical de la cantidad (índice de turbiedad) de aerosoles en la atmósfera, sino que a partir de él, y a través de la teoría de scattering de Mie, se utiliza toda una metodología de algoritmos de inversión para obtener la distribución de tamaños de los aerosoles. Se puede encontrar diversos algoritmos de inversión, como por ejemplo el de King, (1999) que solo utiliza la información del espesor óptico, o bien aquellos que utilizan conjuntamente medidas de la aureola solar y radiancia del cielo, estos últimos utilizados en la red AERONET.

Coeficiente de Angstrom

El coeficiente de Angstrom es un parámetro adimensional, que se utiliza para caracterizar la dependencia espectral del coeficiente de extinción, de las partículas de aerosol de la atmósfera. A mayor valor, mayor será la dependencia espectral de las partículas. Este describe la relación entre el coeficiente de extinción y la sección eficaz de extinción, como:

$$\sigma = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (3.8)$$

donde λ es la longitud de onda (μm), α el parámetro o exponente de Ångström, que está relacionado con el tamaño del aerosol, y el parámetro de turbiedad β es el espesor óptico correspondiente a $1 \mu\text{m}$.

El coeficiente de Angstrom se puede expresar en función a la sección eficaz de extinción y en función al espesor óptico respectivamente, (Ångstrom, 1929; Eck et al., 1999)

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = \frac{-\log(\sigma_{\text{sca}, p, \lambda_1} / \sigma_{\text{sca}, p, \lambda_2})}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad (3.9)$$

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = \frac{-\log(\tau_{\lambda_1} / \tau_{\lambda_2})}{\log(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad (3.10)$$

3.2.2. Propiedades físicas de los aerosoles

Distribución global y vertical

De la Tabla 3.1 se observa que la concentración total de partículas sobre la superficie, sin distinguir los aerosoles por su composición química, varía entre 10^3 y 10^5 partículas/cm³. En las zonas de grandes ciudades las concentraciones pueden llegar a ser del orden de 10^6 partículas/cm³ mientras que en zonas rurales, tanto cerca de zonas oceánicas como de montaña, las concentraciones medidas son del orden de unas cuantas miles de partículas por cm³ (Junge, 1969; Ludwing et al., 1971).

Tabla 3.1.- Número de partículas por centímetro cúbico en diferentes tipos de localizaciones sobre la superficie terrestre (Díaz, 1999).

Tipo de localidad	No. de muestras	Concentraciones promedio	Máximos promedio	Mínimos promedio
Gran ciudad	2500	147.000	379.000	49.100
Pequeña ciudad	4700	34.300	114.000	5.900
Ciudad interior	3500	9500	66.500	1.050
Ciudad costera	2700	9500	33.400	1.560
Montaña				
500-1000m	870	6000	36.000	1.390
1000-2000m	1000	2130	9.830	450
2000m	190	950	5.300	160
Islas	480	9200	43.600	460

La distribución vertical de los aerosoles atmosféricos depende principalmente de su tamaño, muestran, para los núcleos de Aitken, una variación exponencial del número de partículas por unidad de volumen, en los seis primeros kilómetros (Díaz, 1999). La determinación del número de partículas por encima de la tropopausa presenta grandes incertidumbres. Diversos trabajos manifiestan que por encima de esta altura las partículas con radios menores de 0,1mm, decrece rápidamente hasta valores de 1 a 10 partículas/cm³ permaneciendo en torno a estos registros hasta los 28-30 km. Mientras otros proponen que en estas zonas de la atmósfera las concentraciones de este tipo de partículas pueden fluctuar en varios ordenes de magnitud (Cadle, 1976 y Podzimek et al., 1975). En contraste con las partículas más pequeñas, las grandes, esto es, las que tienen tamaños entre 0,1 y 1 mm, decrecen en la tropósfera hasta

un valor mínimo que fluctúa entre 10 y 20×10^{-3} partículas/cm³. Mientras en la baja estratósfera estas partículas empiezan a crecer con la altura hasta alcanzar un máximo entre los 15 y los 25 km con valores de concentración de partículas que fluctúan entre las 50 y las 200×10^{-3} partículas/cm³. Esta capa de aerosoles se presenta a nivel global y recibe el nombre de capa de aerosoles de Junge (Díaz, 1999).

Tiempos de vida

Para determinar el tiempo de vida media para el caso de partículas atmosféricas es considerablemente más problemático que para el caso de los componentes gaseosos. Esta dificultad radica en que los aerosoles, principalmente los más pequeños, sufren continuos cambios tanto en su composición química como en su tamaño, perdiendo su identidad, como consecuencia de procesos de coagulación con otras partículas (Díaz, 1999). El término tiempo de residencia no se debe entender aplicado de forma individual a una partícula sino al conjunto total de partículas suspendidas. Del estudio experimental del tiempo que una partícula, como tal entidad, puede permanecer suspendida en la atmósfera, se ha elaborado una expresión analítica que relaciona dicho tiempo con el radio de las mismas (Jaenicke, 1980). Dicha ecuación empírica toma la forma:

$$\frac{1}{t_{res}} = \frac{1}{C_F} \left(\frac{r}{R} \right)^2 + \frac{1}{C_D} \left(\frac{r}{R} \right)^{-2} + \frac{1}{t_{hum}} \quad (3.11)$$

donde t_{res} es el tiempo de residencia, r el radio de la partícula, $R=0,3 \mu\text{m}$ el radio estándar, C_F y C_D constantes y t_{hum} el tiempo límite de permanencia en la atmósfera debido a procesos de deposición húmeda. A partir de dicha ecuación se tiene, por tanto, que para partículas pequeñas, $< 0,1 \mu\text{m}$, poseen un tiempo de residencia relativamente corto, debido principalmente a los procesos de coalescencia con otras partículas. Asimismo, son las partículas grandes ($0,1-10 \mu\text{m}$) las que poseen un mayor tiempo de vida, donde los procesos de extracción húmeda son los principales mecanismos de reducción de éstas.

Finalmente, las partículas gigantes, sedimentan rápidamente dado su peso, con lo que nuevamente se obtienen tiempos de residencia bajos (Díaz, 2005). Del análisis de los tiempos de vida medios para el conjunto de partículas que se pueden encontrar en diversas capas atmosféricas, se observa que generalmente los tiempos de residencia se incrementan con la altura. Estos van desde unos cuantos días en la baja tropósfera a unas cuantas semanas en las partes altas de la tropósfera, pasando a ser de hasta años en las partes más externas de la atmósfera. En la Tabla 3.2 se presentan los tiempos de vida medios para varios rangos de partículas en función de si sólo actúan procesos de deposición húmeda, estos es, mecanismos de interacción con gotas de lluvia o nubes, o de deposición seca. Este tipo de aerosol dado su proceso de génesis y la situación de sus fuentes sobre la superficie terrestre difícilmente sobre pasa los 6 km de altura (Próspero y Carlson, 1972).

Función de distribución de tamaño

La atmósfera contiene concentraciones significativas de partículas de aerosol a veces de hasta 10^7 a 10^8cm^{-3} . Los diámetros de estas partículas abarcan más de cuatro órdenes de magnitud, desde unos pocos nanómetros a alrededor de 100 μm . Las partículas generadas por la combustión, como de los automóviles, generación de electricidad y leña, pueden ser tan pequeños como unos pocos nanómetros y tan grande como 1 μm . El polvo arrastrado por el viento, el polen, fragmentos de plantas, y sal marina son generalmente más grandes que 1 μm (Seinfeld, 2006). Materiales producidos en la atmósfera por procesos fotoquímicos se encuentra principalmente en las partículas menores de 1 μm . El tamaño de estas partículas afecta tanto a su tiempo de vida en la atmósfera y sus propiedades físicas y químicas. Por lo tanto, es necesario desarrollar métodos de distribuciones de tamaño de aerosol matemáticamente caracterizantes. Una partícula de aerosol consta de un número entero k de moléculas o monómeros. La partícula de aerosol más pequeño se podría definir, en principio, como que contiene dos moléculas. La distribución de aerosol podría entonces ser caracterizada por la concentración de número de cada grupo, que es, por N_k , la concentración de partículas (por cm^3 de aire) que contienen k moléculas. Por

ejemplo, una partícula con un diámetro de $0,01\mu\text{m}$ contiene aproximadamente 104 moléculas y uno con un diámetro de $1\mu\text{m}$, alrededor de 1010. Una descripción completa de la distribución de tamaño de aerosol también puede incluir una contabilidad del tamaño de cada partícula. Un primer paso en la simplificación de la contabilidad es necesaria la división del rango de tamaño de partícula en intervalos discretos y cálculo del número de partículas en cada intervalo de tamaño. Una información para una distribución de tamaño de aerosol usando 12 intervalos de tamaño se muestra en la Tabla 3.3 (Seinfeld, 2006).

Tabla 3.2.- Tiempos de vida media para partículas de aerosol desértico en función del rango de partículas y de los mecanismos de limpieza.

Rango de radios (μm)	deposición húmeda (días)	deposición seca
$0,01 < r < 1$	14	275 días
$1 < r < 10$	14	62 horas
$10 < r < 25$	14	4 horas
$r > 25$	14	1 hora

Tabla 3.3.- Distribución de tamaño de aerosol (Seinfeld, 2006).

Rango de tamaño μm	Concentración cm^{-3}	Cumulativo cm^{-3}	Concentración $\mu\text{m}^{-1} \text{cm}^{-3}$
0.001-0.01	100	100	11,111
0.01-0.02	200	300	20,000
0.02-0.03	30	330	3,000
0.03-0.04	20	350	2,000
0.04-0.08	40	390	1,000
0.08-0.16	60	450	750
0.16-0.32	200	650	1,250
0.32-0.64	180	830	563
0.64-1.25	60	890	98
1.25-2.5	20	910	16
2.5-5.0	5	915	2
5.0-10.0	1	916	0,2

Propiedades de las distribuciones de tamaño de aerosol

Para cualquier distribución de tamaño de partículas esféricas, el número de distribución como una función de radio, $N(r)$, se relaciona a la distribución del volumen V y a una área A por:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{3}{4\pi r^3} \frac{dV}{d \ln r} = \frac{1}{\pi r^2} \frac{dA}{d \ln r} \quad (3.12)$$

De tal forma que N_0 , V_0 y A_0 son los totales de las distribuciones correspondientes,

$$V_0 = \int_0^\infty \frac{dN}{d \ln r} d \ln r \quad N_0 = \int_0^\infty \frac{dN}{d \ln r} d \ln r \quad A_0 = \int_0^\infty \frac{dA}{d \ln r} d \ln r \quad (3.13a)$$

y $dN/d \ln r$ es el número de distribución de tamaño con un radio denominado por r (en μm). Note que si la comunidad in situ define en términos de diámetro (Seinfeld y Pandis, 1998), la comunidad de teledetección define en términos de función de radio. Para un modo de un solo logaritmo normal (Remer y Kaufman, 1998), el radio medio de la distribución de número (r_g) está relacionado al radio medio de la distribución de volumen (o masa) (r_v), y la desviación estándar radial (σ) por:

$$r_g = r_v \exp(-3\sigma^2) \quad (3.13b)$$

de tal manera que la distribución de tamaño de número es

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{N_0}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\ln(r/r_g)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (3.14)$$

$$N_0 = V_0 \frac{3}{4\pi r_g^3} \exp\left(-\frac{9}{2}\sigma^2\right) \quad (3.15)$$

y

3.2.3. Propiedades químicas de los aerosoles

Dependiendo del tipo de aerosol, se puede identificar entre las diferentes partículas como: minerales, sulfatos, nitratos, partículas biológicas tales como bacterias y polen, partículas orgánicas, hollín, sal de mar, etc. Estas partículas son muy pequeñas con tamaños típicamente alrededor de 100nm. Por lo tanto, no son visibles a simple vista. Sin embargo, las partículas de aerosoles reducen considerablemente la visibilidad, influyen en el clima, y pueden causar problemas de salud en los seres humanos (Kokhanovsky, 2008). Tal y como se ha indicado en el punto anterior, las propiedades físicas y químicas de los aerosoles atmosféricos dependen de su fuente y procesos de formación. Atendiendo al origen se distinguen dos grupos de aerosoles: naturales y antropogénicas. Entre los primeros se encuentran la sal marina, el polvo y las partículas volcánicas, mientras que los antropogénicos resultan de la quema de biomasa y combustibles fósiles, entre otras. Algunos aerosoles, como el polvo mineral del desierto, se emiten directamente hacia la atmósfera, pero la mayoría se originan a partir de la transformación físico-química de los precursores: desintegración y dispersión de material sólido, tales como la erosión del material de la corteza terrestre, la desintegración y la dispersión de biomasa o la producción y dispersión de sal marina en pequeñas gotas. En la Tabla 3.4 se resume la información química para los modos fino y grueso.

- Fuente mineral: están constituidas principalmente por desiertos y zonas continentales en las que los procesos erosivos son capaces de degradar y dispersar el material que las forma. La composición química varía de una región a otra, generalmente se compone de: calcita (CaCO_3), cuarzo (SiO_2), dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], arcillas (sobre todo caolinita, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, e illita, $\text{K}(\text{Al,Mg})_3\text{SiAl}_{10}(\text{OH})$), feldespatos [KAlSi_3O_8 y $(\text{Na,Ca})(\text{AlSi})_4\text{O}_8$] y cantidades inferiores de sulfato cálcico ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y óxidos de hierro (Fe_2O_3), entre otros (Glaccum y Prospero, 1980; Schütz y Sebert, 1987; Adedokun et al., 1989; Avila et al., 1997; Caquineau et al., 1998).

- Fuente marina: los aerosoles marinos se generan por la pulverización de las olas del mar cuando la velocidad del viento es muy alta y por la explosión de las burbujas de aire durante la formación de la espuma. Las emisiones de aerosoles por parte de los océanos a la atmósfera son de alrededor de 1.3 billones de toneladas cada año. Sus principales componentes son los iones: Cl^- , SO_4^{2-} , Br^- , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ . Aunque, la fracción primaria del aerosol marino está principalmente compuesta por cloruro sódico (NaCl), existen otras formas de cloruros y sulfatos (ejemplo, MgCl , MgSO_4 o Na_2SO_4). También se tiene que el fitoplancton emite azufre en forma de DMS. Este a su vez puede reaccionar con compuestos atmosféricos formando el dióxido de azufre (SO_2).

Tabla 3.4.- Comparación entre partículas finas y gruesas (Wilson y Shun, 1997; EE.UU. EPA, 1996)

	Partículas finas	Partículas gruesas
Procesos de formación	Reacciones químicas	interrupción mecánica
	Nucleación	polvo mineral en suspensión
	Condensación	
	Coagulación	
	procesos de formación de nubes y nieblas	
	Sulfato	Polvo mineral en suspensión
	Nitrato	Cenizas
	Amonio	Elementos crustales: óxidos de Si, Al, Ti y Fe
	Ion hidrógeno	CaCO_3 , NaCl
Composición	Carbón elemental	polen, esporas
	Compuestos orgánicos	Desechos de animales y plantas
	Agua	
	Metales (Pb, Cd, V, Ni, Cu, Zn, Mn, Fe, etc.)	
Solubilidad	Altamente solubles, higroscópicas	Altamente insolubles, hidrófobas
fuentes	Combustión (carbón, petróleo, gasolina, gasoil, madera)	Resuspensión de polvo y áridos industriales
	Conversión de gas (NO_x , SO_3 y COVs) a partículas	Suspensión de áridos procedentes de granjas, carreteras
	Productos de fundición y cerrajerías	Fuentes biológicas
		Construcción y demolición
tiempos de vida	días – semanas	minutos - días
distancia transportada	cientos a miles de kilómetros	menos de 10 kilómetros

- Fuente extraterrestre: Cierta cantidad de materia del sistema solar entra en nuestra atmósfera, quemándose la gran mayoría en la parte alta de la atmósfera, pero otras partículas llegan a la superficie terrestre. Estas últimas, de tamaño inferior a 0.5 mm, se denominan micrometeoritos y contienen fundamentalmente los siguientes elementos: Fe, Si, Mg, S, Ar, Ca, Ni, Al, Na, Cr, Mn, Cl, K, Ti y Co. Se estima que al menos varios miles de toneladas al año de esta materia cósmica alcanza el suelo.
- Fuente biológica: compuesta principalmente por hongos, las bacterias, los virus. Otro origen es el de los incendios forestales que liberan partículas en nuestra atmósfera.
- Fuente volcánica: Las erupciones volcánicas inyectan grandes cantidades de gases y aerosoles en la atmósfera. Al contrario que otras fuentes de aerosoles, las cenizas volcánicas son inyectadas capas altas de la Atmósfera, por ejemplo, las cenizas del Pinatubo llegaron a alcanzar los 40 km de altura. Estos aerosoles suelen estar formados por partículas de polvo de diferentes compuestos como: SiO_2 , Al_2O_3 , o Fe_2O_3 , además de gases reactivos como H_2S , SO_2 , HCl , etc., los cuales mediante procesos de conversión de gas a partícula generan posteriormente nuevos aerosoles.
- Fuente antrópica: dentro de éstas se engloban las partículas emitidas en las actividades humanas. Las fuentes antropogénicas producen partículas tanto en modo fino como grueso. La composición química es muy amplia desde polvo mineral de las carreteras, carbono de la combustión de combustibles fósiles, de la fundición de metales como cinc o cobre, arcillas de la producción de cerámicas, etc. A las mencionadas anteriormente hay que sumar sulfatos, nitratos y aerosoles orgánicos secundarios procedentes principalmente de la oxidación del SO_2 .
- Conversión de gas a partícula (gtp): constituyen la segunda gran fuente de aerosoles en la atmósfera y tiene su origen en reacciones químicas entre diferentes sustancias. La mayor parte de estas sustancias provienen de fuentes naturales, tales como la flora marina, la biota terrestre y las

erupciones volcánicas. Sus principales precursores son los sulfatos como el dióxido de azufre SO_2 , sulfuro de hidrógeno H_2S , disulfuro de carbono CS_2 , sulfuro de dimetilo CH_3SCH_3 o el disulfuro de dimetilo CH_3SSCH_3 ; los derivados del nitrógeno como el óxido nitroso N_2O , el dióxido de nitrógeno NO_2 , óxido nítrico NO , trióxido de nitrógeno NO_3 , trióxido de dinitrógeno N_2O_3 o el pentóxido de nitrógeno N_2O_5 ; y los compuestos orgánicos primarios, i.e., aquellos que son emitidos directamente a la atmósfera. Uno de los ejemplos más importantes es la conversión del sulfuro de dimetilo, DMS, a núcleos de condensación mediante la oxidación de dicho compuesto y la formación de sulfatos no procedentes de la sal marina (non-sea-salt sulphate o–nss-sulphate–), especialmente útiles como indicadores del nivel de contaminación industrial.

CAPÍTULO IV

DATOS

4.1. Área de estudio

El área de estudio corresponde a una parte de América del Sur, que se halla situada en la parte meridional del continente americano. América del Sur alberga una gran variedad de climas: la humedad cálida de la selva Amazónica, el frío seco de la Patagonia, la aridez del Desierto de Atacama, los vientos de la Tierra del Fuego. La mayor parte de América del Sur se encuentra dentro de las zonas Tropicales. El territorio se extiende desde los 4° latitud norte, en el septentrional de Brasil hasta los 24° de latitud sur (ver Figura 4.1), que corresponde al norte de Chile. Limita por el Este con el océano Atlántico; por el Oeste con el océano Pacífico.

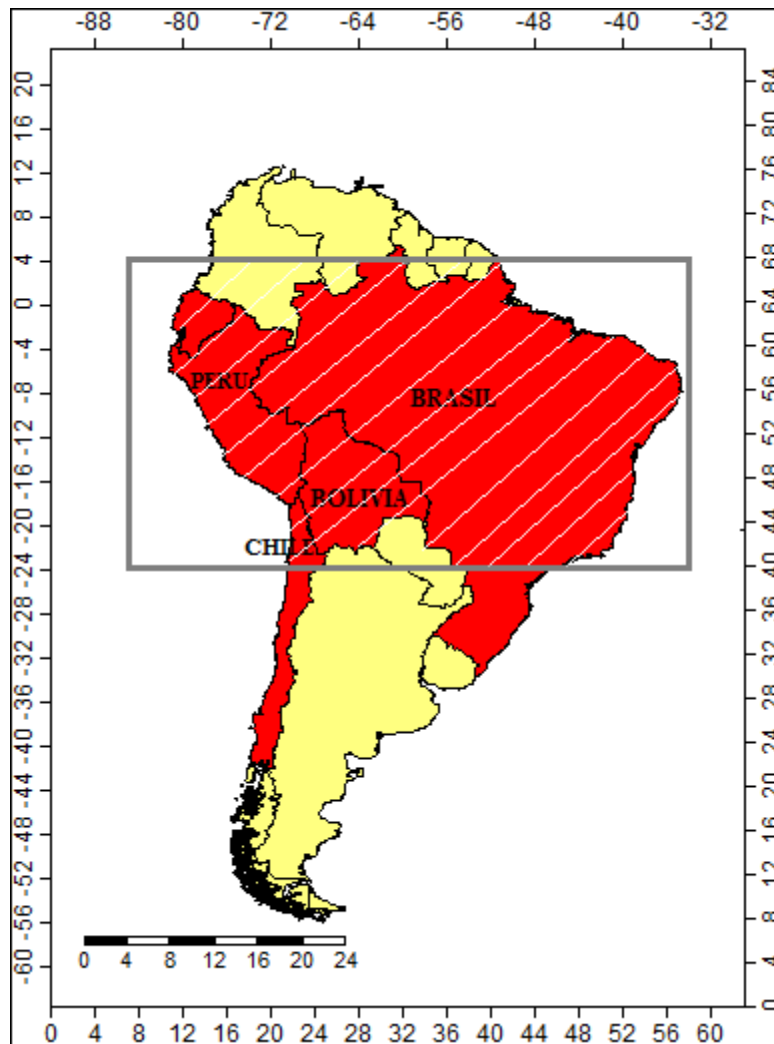


Figura 4.1.- Área de estudio América del Sur

4.2. Datos espaciales y temporales del espesor óptico del aerosol

Los datos del espesor óptico del aerosol (AOT) procedente del sensor MODIS y de la estación AERONET son utilizados en este trabajo de tesis. Los datos imágenes AOT productos mensuales son de nivel L3, 166 datos imágenes AOT proceden del sensor MODIS abordo del satélite TERRA durante el período del 2000 a 2013 y 138 datos imágenes AOT productos mensuales proceden del sensor MODIS abordo del satélite AQUA durante el periodo del 2002 a 2013. El software web GIOVANNI es usado para estimar las imágenes productos mensuales AOT-MODIS-TERRA y AOT-MODIS-AQUA de $1^\circ \times 1^\circ$ ($110 \text{ km} \times 110 \text{ km}$) y abarca un área de aproximadamente $16\,940\,000 \text{ km}^2$. El software web GIOVANNI es usado también para estimar las series de tiempo AOT-MODIS-TERRA y AOT-MODIS-AQUA promedios mensuales y promedios espaciales del área de estudio (166 datos AOT para TERRA y 138 datos AOT para AQUA). Se ha usado datos AOT in-situ horarios de 6 estaciones AERONET de América del Sur (Brasil: Rio Branco, Paraná Ji, Alta Foresta y Campo Grande, Chile: Arica y Bolivia: La Paz). En cada estación se ha obtenido los promedios mensuales y se ha generado una serie de tiempo AOT mensual de 14 años (168 datos AOT).

La lista de las características del sensor MODIS y de las estaciones AERONET se muestra en la Tabla 4.1 y Tabla 4.2. Los datos espaciales y temporales AOT, del sensor MODIS y de las estaciones AERONET, se están disponibles al público en la página Web, (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>).

Tabla 4.1.- Características de las mediciones por satélite

SATELITE	SENSOR	$\lambda(\text{nm})$	RESOLUCIÓN ESPACIAL	RESOLUCIÓN TEMPORAL	PERIODO	REGIÓN
TERRA	MODIS	550	$1^\circ \times 1^\circ$	MENSUAL	2000-2012	$4^\circ\text{N}-24^\circ\text{S}$; $83^\circ-33^\circ\text{W}$
AQUA	MODIS	550	$1^\circ \times 1^\circ$	MENSUAL	2002-2012	$4^\circ\text{N}-24^\circ\text{S}$; $83^\circ-33^\circ\text{W}$

Tabla 4.2.- Estaciones AERONET

ESTACIÓN	PAÍS	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	ALTURA	PERIODO
RIO BRANCO	BRASIL	-9.954	-67.869	212m	2000-2011
JI PARANA SE	BRASIL	-10.934	-62.852	218m	2006-2010
ALTA FORESTA	BRASIL	-9.871	-56.104	227m	2000-2012
CAMPO GRANDE	BRASIL	-20.438	-54.538	677m	2003-2011
ARICA	CHILE	-18.472	-70.313	25m	2000-2011
LA PAZ	BOLIVIA	-16.539	-68.066	3439m	2006-2011

4.3. Sensor MODIS

4.3.1. Características del Sensor MODIS

La **Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer** (MODIS) es uno de los primeros radiómetros pasivos por satélite para ser proyectados con aerosoles en la mente (King et al., 1993). De órbita polar, a unos 700 km por encima de la superficie y una vista de exploración $\pm 55^\circ$, MODIS ve a la tierra con una franja de aproximadamente 2.330km. MODIS mide la luminosidad en 36 bandas de longitud de onda, que van desde 410 hasta 14235nm (Salomonson et al., 1989), con resoluciones espaciales sobre el suelo entre 250m para las bandas 1-2, de 500m para las bandas 3-7 y 1000m para las bandas 8-36. Sus medidas están organizados en 5 secciones minuto, conocidos como gránulos, cada uno aproximadamente 2300km de largo. El instrumento MODIS ha sido diseñado y desarrollado desde el Modelo de Ingeniería (EM) se completó a mediados de 1995. Desde entonces, dos unidades de vuelo espacial, el Modelo Protoflight (PFM) (a bordo del satélite Terra), y el Modelo Vuelo 1 (FM1) (a bordo del satélite Aqua) se han completado y puesto en marcha. MODIS está jugando un papel vital en el desarrollo de la validación, los modelos del sistema terrestre interactivas globales capaces de predecir el cambio global con precisión suficiente para ayudar a los responsables políticos a tomar decisiones acertadas en materia de protección de nuestro medio ambiente (MODIS). Por los avances en la tecnología y el diseño específico, MODIS ofrece una oportunidad inédita para el monitoreo de incendios. Primero, cuando estén en órbita los dos sensores de MODIS, proveerán cuatro observaciones

cada 24 horas, dos por el día y dos por la noche. El sensor "registra" las radiaciones infrarrojas emitidas por los incendios. La información del MODIS puede ser transformada rápidamente en Mapas Activos de Incendios, que muestran donde están activos los incendios de bosques y hacia donde se mueven. Cuando el sensor MODIS se encuentra hacia abajo, capta tanto la luz visible, la luz que el ojo humano puede ver, como la radiación térmica infrarroja (IR) emitida por los objetos calientes (que el ojo humano no ve) (MODIS). La recuperación de las propiedades del aerosol se realiza en siete longitudes de onda, para MODIS los canales 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 se refiere a las longitudes de onda de 660, 860, 470, 550, 1240, 1640 y 2120 nm, respectivamente. Los productos que opera MODIS son generados en tres niveles (Nivel 1 – L1, Nivel 2 – L2 y Nivel 3 – L3). El nivel 1, posee información de radiancia calibradas y georeferenciadas de las 36 bandas espectrales, en tres grupos separados conforme a la resolución del sensor (250 m, 500 m y 1000 m). Del nivel 2 (L2), se generan diversos productos como la máscara de nubes, perfil atmosférico, aerosoles sobre tierra y sobre el océano, precipitación y propiedades de las nubes. Del nivel 2, se generan los productos del nivel 3 para toda la Tierra, los cuales son medias estadísticas (especialmente de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, para tiempos de un día, ocho días o mensuales).

TERRA Y AQUA

Los satélites TERRA y AQUA, pertenecen al Sistema de observación de la Tierra (EOS). Terra fue lanzado el 18 de diciembre de 1999, y Aqua fue lanzado el 4 de mayo de 2002. Ambos satélites se encuentran en sincronización con el Sol, realizando una órbita polar, casi circular, a 705 km sobre la superficie terrestre, con una velocidad de exploración de 20,3 rpm. Repite esta órbita cada 16 días.

TERRA desciende sobre el ecuador (se dirige al sur), alrededor de las 10:30 hora local, y AQUA asciende sobre el ecuador (se dirige hacia el norte), alrededor de las 13:00 hora local (Levy, 2007).

4.3.2. Software GIOVANNI-MODIS

Giovanni es una aplicación basada en Web desarrollada por el disco GES que proporciona una forma sencilla e intuitiva para visualizar, analizar y acceder a grandes cantidades de datos científicos de teledetección de la Tierra sin tener que descargar los datos (ver Figura 4.2). Giovanni es un acrónimo de la GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) Visualización interactiva en línea e infraestructura de análisis (GIOVANNI, 2010). Desde el punto de vista del investigador, Giovanni se compone de una serie de interfaces, cada una diseñada para satisfacer las necesidades de los campos específicos de investigación Ciencias de la Tierra. Cada interfaz, conocida como una instancia, proporciona las funciones y parámetros aplicables a esa área específica de Ciencias de la Tierra. Por ejemplo, la instancia de A-Train ofrece una interfaz diseñada para la investigación de las nubes y los aerosoles, utilizando datos de los instrumentos a bordo de los satélites A-Train como CloudSat, Aqua, Aura y CALIPSO (GIOVANNI, 2010).

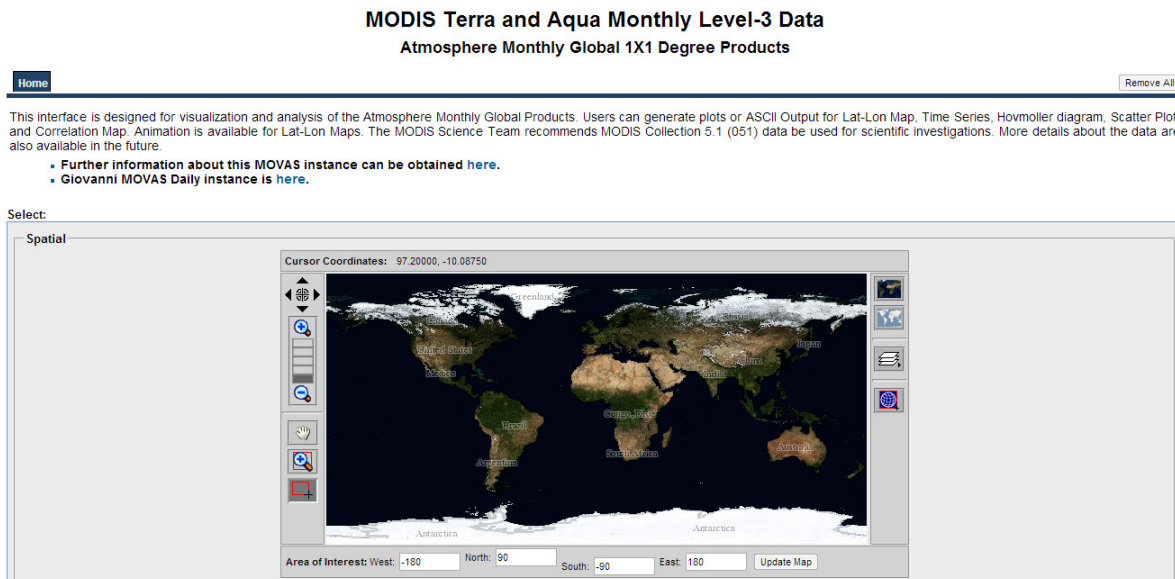


Figura 4.2.- Página web principal del GIOVANNI

4.4. Estación AERONET

La red AERONET de NASA realiza el monitoreo de aerosoles en forma periódica y global empleando fotómetros solares estandarizados. El programa AERONET, tiene como objetivo determinar las propiedades ópticas de los aerosoles y validación de los datos de satélite. La red requiere de la estandarización de la calibración del instrumento y el proceso de medición. Por lo tanto, se pueden intercomparar los datos de distintas estaciones pertenecientes a la red. Hay 499 estaciones AERONET distribuidas en todo el mundo. Tres niveles de datos están disponibles: Nivel 1.0 (sin compensación), Nivel 1.5 (sin nubes), y Nivel 2.0 (sin nubes y calibrados). Las herramientas de referencia que forman parte de la red AERONET se calibran en el Observatorio M.L cada pocos meses con la técnica de Langley (Otero et al., 1999). Los fotómetros efectúan mediciones del espesor óptico de aerosoles (τ) en diferentes longitudes de onda: 1020nm, 870 nm, 670 nm, 500 nm, 440 nm, 380 nm, 340 nm y del agua precipitable en 940nm. Dichas mediciones son de fundamental importancia para comprender las evoluciones temporal y espacial del contenido de aerosoles en la atmosfera y para estudiar su influencia en los procesos radiativos y de contaminación. Es posible a través de esta red mundial conocer la integración de la masa de aire local en la atmosfera efectuando un análisis combinada entre instrumentos en superficie y plataformas satelitales (AERONET).

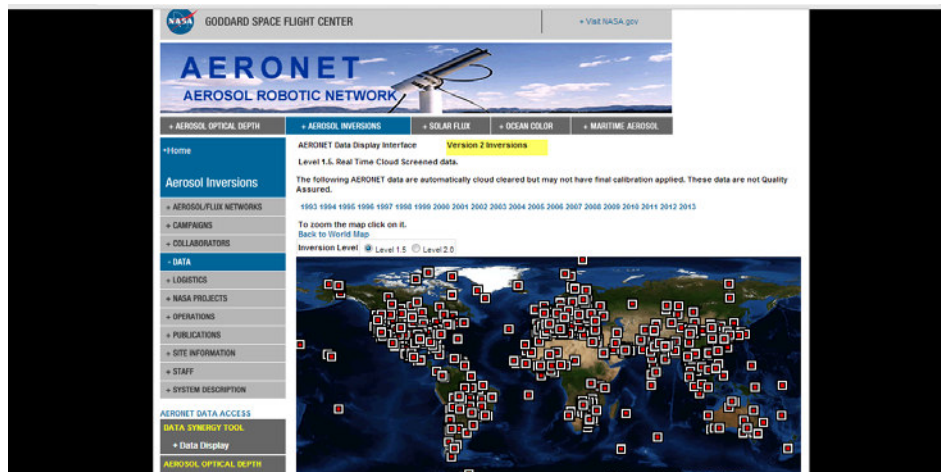


Figura 4.3.- Página web principal de AERONET

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

5.1. Técnicas de la medición de los aerosoles

Numerosas técnicas son usadas para observar y cuantificar las propiedades físicas y químicas de los aerosoles, ya sea in-situ o por teledetección (Seinfeld y Pandis, 1998). Cada una de estas técnicas puede ser pasivo (que funciona bajo condiciones ambientales) o activas (en condiciones perturbadas). Combinando las mediciones desde la superficie del suelo y desde el aire o espacio proporcionan perfiles de las propiedades de los aerosoles tal como la carga, la distribución del tamaño y la composición química. Por ejemplo, la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos monitorean las concentraciones de masa de aerosoles en la superficie al ponderar la masa de aerosoles seco (perturbado) colectado en filtros que proporcionan PM_n donde $n = 1, 2.5$ o $10 \mu\text{m}$ dependiendo de las partículas más grandes medidas. Las distribuciones del tamaño de los aerosoles puede ser determinado al establecer los tamaños de los filtros para colectar selectivamente los aerosoles de ciertos diámetros ($<2.5 \mu\text{m}$). Otras técnicas in-situ se basan en mediciones ópticas, y miden la dispersión de aerosol dentro de una cavidad para determinar los coeficientes de extinción y retro dispersión (Nefelómetros). La absorción por aerosoles es comúnmente monitoreado utilizando fotómetros de absorción, tales como MAAP, AETHOLOMETER y PSAP. Sin embargo debido a que casi todos los instrumentos in-situ recolectan los aerosoles sobre un filtro o dentro de una cavidad, ellos perturban a los propios aerosoles (Kokhanovsky, 2009).

Por el contrario, en la teledetección los sensores observan un campo de radiación a medida que interactúa con la atmósfera y la superficie. La teledetección activa, radar, utiliza su propia fuente de luz, mientras que la teledetección pasiva utilizan como fuente la radiación electromagnética del Sol. Al igual que las técnicas in-situ, la teledetección también incluye las mediciones en el suelo y en aviones. Los radiómetros también pueden estar a bordo de los satélites en órbita, ejemplo MODIS-TERRA, para recuperar la información continua sobre las escalas regionales y mundial (Kaufman et al., 1997a; King et al., 1999; Kaufman et al., 2002). La Figura 5.1 muestra un esquema de medición

del fotómetro usando un instrumento Cimel Electronique (Levy, 2007). La dependencia espectral de τ (o α) puede estar relacionado a la distribución de tamaño de los aerosoles. Los ejemplos incluyen los instrumentos globales automatizados Cimel de la Red Robótica Aerosol (AERONET) (Holben et al., 1998; Holben et al., 2001),

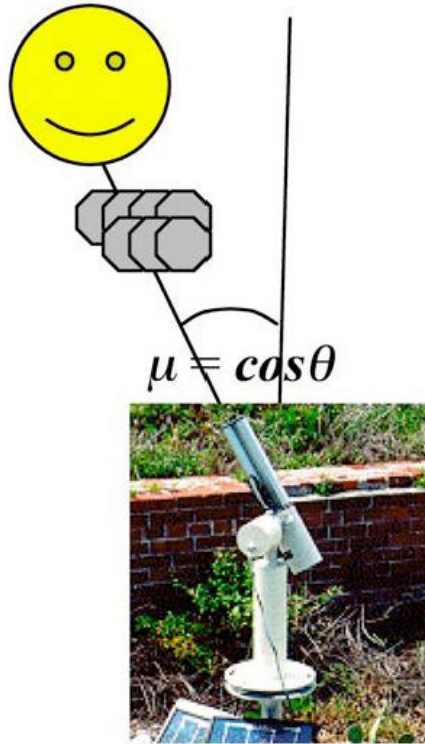


Figura 5.1.- Esquemática de una medición directa del fotómetro solar de la extinción de la radiación solar a través de la atmósfera. El instrumento ilustrado es el instrumento CIMEL utilizado por AERONET.

5.1.1 Teledetección de los aerosoles desde AERONET

Recuperación AERONET del τ espectral del Sol directo

Aunque los fotómetros solares se han utilizado durante décadas, los productos proporcionados por AERONET (Holben et al., 1998) son considerados como el estado del arte para los datos de espesor de aerosoles espectrales consistentes, calibrados y útiles. Operando en cientos de sitios a nivel mundial, los fotómetros solares AERONET (producidos por Cimel Electronique en Francia) han estado reportando en algunos sitios desde 1993 (Clima y Radiación, 2014). Los productos 'Solares' son las recuperaciones espectrales de τ en varias longitudes de onda (0,34, 0,38, 0,44, 0,67, 0,87 y 1,02 μm , y

posiblemente otros que dependen del instrumento), que resultan de la aplicación de la ecuación (5.1) a las observaciones de la extinción espectral del haz del Sol directo. En adición al τ espectral, AERONET proporciona recuperaciones de la columna de vapor de agua (PW) de un canal que absorbe el vapor de agua. Aproximadamente cada 15 minutos durante el día, los fotómetros solares apuntan directamente al Sol, tomando mediciones espectrales, por triplicado, durante un período de 1,5 minutos. Transmitido al GSFC en tiempo real, se calculan los promedios y las desviaciones estándar de estos trillizos. La detección de nubes se lleva a cabo mediante la limitación de la variabilidad dentro de cada triplete y se compara con trillizos anteriores y posteriores (Smirnov et al., 2001). El nivel 1 (promedios de datos sin procesar) y el nivel 1.5 (datos de la nube filtrada) se proporcionan en tiempo casi real a la comunidad de usuarios. Datos de nivel 2 se considera calibrado, calidad garantizada de datos, lo que significa que el instrumento ha sido corregido por el arrastre óptico y que los productos cumplan con ciertos requisitos. Desde la actualización el nivel 2 requiere que el instrumento que toma desde el campo se vuelva a calibrar, esto puede que no esté disponible durante meses o años después del Nivel 1.5 que está disponible. Desde el 2002, AERONET está pasando por un re-procesamiento de sus productos, que se conocen colectivamente como 'Versión 2', pero el análisis emplea el conjunto completo de los datos 'Versión 1'. Para las mediciones obtenidas del Sol de τ , el uso de los datos más antiguos no debe dar lugar a errores significativos.

Recuperaciones AERONET de las propiedades de los aerosoles de la radiancia del cielo

Además de las mediciones obtenidas del 'Sol' en forma directa, los instrumentos AERONET están programados para observar la distribución angular de la radiancia del cielo, aproximadamente cada hora durante el día. Estas mediciones de la radiancia del 'cielo' se hacen en el almucantur (un círculo hecho con ángulo constante igual al ángulo cenit del Sol) y plano principal (línea del ángulo azimut constante) por lo menos en cuatro longitudes de onda (0,44, 0,67, 0,87 y 1,02 μm), con el fin de observar la dispersión espectral de aerosol. Estas observaciones son controladas por la calidad, a través

de detección rigurosa de las nubes y los requisitos de radiación con simétrica angular. Al igual que los productos AERONET derivados del sol, los productos de la radiancia del cielo están experimentando reprocesamiento a la Versión 2, la principal diferencia está mejorando la caracterización del albedo de la superficie alrededor de la zona. Este reprocesamiento puede conducir a cambios significativos de los productos de la versión 1 en algunos sitios, sin embargo este trabajo requiere toda la serie temporal AERONET. Las mediciones de la radiancia del cielo se utilizan para recuperar la distribución del tamaño y las propiedades de dispersión y extinción del aerosol de campo ambiental utilizando hipótesis de aerosol esféricas (Nakajima y King, 1990; Kaufman et al., 1994; Dubovik y King, 2000), y, más recientemente, las hipótesis no esféricas (Dubovik et al., 2002). Al asumir que el aerosol ambiental como un conjunto homogéneo de esferas y esferoides polidispersos orientadas al azar (Dubovik et al., 2006), el algoritmo recupera la distribución de volumen ($dV = d\ln R$) para veintidos recipientes de tamaño de radio y el índice de refracción complejo espectral (en longitudes de onda de las observaciones de la radiación del cielo) que corresponden con el mejor ajuste de ambas mediciones de τ – Sol y almucantur de la radiancia del cielo. La fracción no esférica se modela con una distribución de las relaciones de aspecto recuperados (Dubovik et al., 2006) que ajustan matrices de dispersión de polvos minerales medidos en el laboratorio (Volten et al., 2001). La distribución del tamaño recuperado e índice de refracción complejo determinan de forma única las propiedades radiactivas de aerosol de función de fase (P) y albedo de dispersión simple (ω_0), asimismo figuran como productos recuperados. Además, AERONET obtiene propiedades ópticas (τ , P y ω_0) y los parámetros integrales de distribuciones de tamaño (concentración del volumen C_v , radio de volumen medio r_v y desviación estándar σ del r_v), para el modo fino ($r \leq 0,6 \mu m$) y el modo grueso ($r > 0,6 \mu m$) del aerosol recuperado. Cada representación de las recuperaciones AERONET se basan en la observación conveniente que la mayoría de aerosol es bi-modal. Aunque los parámetros C_v , r_v y σ son simuladas para cada modo sin asumir ninguna forma particular de distribución de tamaño (Dubovik et al., 2002).

Las recuperaciones de mediciones de τ de AERONET tanto del Sol y de la atmósfera son controladas por una rigurosa calibración y por los procesos de detección de las nubes. Los resultados también se ven limitados por los criterios identificados en los estudios de sensibilidad (Dubovik et al., 2000). Por Dubovik et al. (2002), estas selecciones producen resultados precisos de recuperación que se pueden utilizar como estimaciones de terreno verdadero (por ciertas propiedades de los aerosoles). Estos productos son conocidos como productos AERONET de Nivel 2. Cabe señalar que el equipo AERONET ha sido recientemente re-procesado con la combinación de las mediciones producto del Sol directo y de la atmósfera, conocidos como 'Versión 2' (AERONET), usando una mejor caracterización del albedo de la superficie alrededor de cada sitio y modificando la distribución de la relación de eje esferoide (aplicados al código T-matriz). Esta reelaboración ha dado lugar a cambios significativos de la versión 1 productos en algunos sitios, a menudo reduciendo las estimaciones de ω_0 espectral.

5.1.2 Teledetección pasiva de los aerosoles

La teledetección pasiva de las propiedades de los aerosoles troposféricos ambientales funciona sobre el concepto de que la radiación solar es modificada cuando esta interactúa con la atmósfera (gases y aerosoles) y la superficie. La medición conceptual más simple es obtenida del espesor óptico vía la observación del haz directo de la radiación solar a través de un radiómetro colimado (conocido como fotómetro solar) en cielos despejados (Volz, 1959). Estas mediciones asumen que la radiación ha tenido poca o ninguna interacción con la superficie o las nubes, y que hay absorción de gas mínimo (o conocido) en la longitud de onda, λ escogida. En otras palabras, el fotómetro solar es una aplicación en base a la ley de Lambert-Beer-Bouguer, en la forma de

$$L_{\lambda}(\theta_0) = F_{0\lambda}(\theta_0, d) \exp[-\tau_{\lambda}^t m^t(\theta_0)] \quad (5.1)$$

donde L_{λ} es la radiación solar medido, $F_{0\lambda}$ es la irradiancia solar extraterrestre (irradiancia fuera de la atmósfera), d es el cociente entre la distancia actual y promedia de la Tierra-Sol, θ_0 es el ángulo cenit

del Sol, τ^t es el espesor óptico atmosférico total, y m es la masa de aire óptica relativa total. El factor $\tau_\lambda^t m^t$ es la única incógnita (los otros parámetros pueden ser calculados), y puede dividirse como:

$$\tau_\lambda^t m^t = \tau_\lambda^R m^R + \tau_\lambda^a m^a + \tau_\lambda^g m^g, \quad (5.2)$$

donde τ^R es el espesor óptico molecular (dispersión de Rayleigh), τ^a es el espesor óptico del aerosol y τ^g es el espesor óptico de la absorción de gases (gases distribuidos de forma variable, tales como H₂O, O₃, NO₂, etc.). Las masas de aire óptica relativa de cada componente difieren debido a las diferentes distribuciones verticales. La parte molecular de la ecuación (5.2) es dependiente solamente de la altitud de la superficie del objeto, y se puede calcular con precisión (Bodhaine et al., 1999) y la porción de absorción de gas, mientras que menos homogénea espacialmente puede ser razonablemente estimada. Por tanto, ya que los errores están bien definidos, la estimación de AOT (τ^a , o simplificado como τ) es directo desde un fotómetro solar (Eck et al., 1999; O'Neill et al., 2003). En vez de apuntar directamente al Sol, los radiómetros colimados pueden ser apuntados en puntos discretos en el cielo para observar la radiancia del cielo dispersada. Requiriendo suposiciones adicionales como la forma del aerosol, interacción con la superficie y los procesos de dispersión múltiple, las propiedades de la distribución del tamaño de los aerosoles y las propiedades de dispersión/extinción pueden ser recuperadas desde las mediciones de la radiancia del cielo. En esencia, esta técnica se reduce a recuperar la función fase de la dispersión de aerosoles espectral, $P_\lambda(\Theta)$, de las mediciones de la dependencia del ángulo de dispersión de la radiancia del suelo. El ángulo de dispersión, Θ , es definido como

$$\Theta = \cos^{-1}(-\cos\theta_0 \cos\theta + \sin\theta_0 \sin\theta \cos\phi), \quad (5.3)$$

donde $(\theta_0, \theta$ y $\phi)$ son los ángulos cenit del Sol, visión del objeto y acimut relativo Sol/objeto, respectivamente (ilustrado en la Figura 5.2).

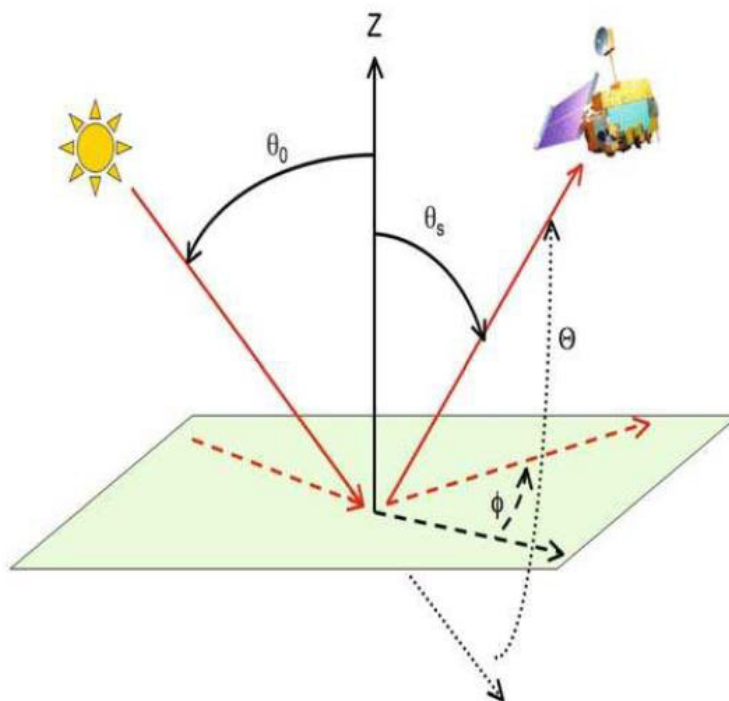


Figura 5.2.- Esquema de la ubicación del Sol – Superficie de la Tierra – Satélite. (Nasa, 2007).

5.2. Determinación del espesor óptico de los aerosoles a partir de las imágenes MODIS-AQUA y MODIS-TERRA

Existen muchos métodos para la recuperación de los aerosoles obtenidos por las imágenes MODIS, en este trabajo se mencionarán dos métodos muy importantes: Recuperación de las propiedades de los aerosoles sobre el suelo a partir de la inversión de la reflectancia espectral observada por el sensor MODIS – Algoritmo operacional de Segunda Generación y el algoritmo simplificado para la recuperación de los aerosoles de imágenes MODIS.

5.2.1. Algoritmo operacional de segunda generación

Desde comienzos del 2000, la recuperación cuantitativa global operacional de las propiedades de los aerosoles sobre el suelo ha sido realizada a partir de la reflectancia de la superficie observada por el MODIS. Esos productos han sido continuamente evaluados y validados (Levy et al., 2007). El algoritmo operacional de la segunda generación sobre la Tierra ejecuta una inversión simultánea de los

dos canales visibles (0,47 μm y 0,66 μm) y un canal del infrarrojo de onda corta (2,12 μm), utilizando la data MODIS de la reflectancia. La inversión de los tres canales produce tres parámetros aproximadamente independientes, el espesor óptico de los aerosoles (τ) en 0,55 μm , la ponderación fina o sin polvo (η), y la reflectancia de la superficie en 2,12 μm . Las validaciones preliminares de este algoritmo muestra muchas mejoras en la recuperación de τ , donde la regresión MODIS/AERONET de τ (en 0.55 μm) tiene una ecuación de: $y = 1,01x + 0,03$, $R=0,90$ (Levy et al., 2007). Los aerosoles son los principales actores en el clima de la Tierra, el balance de radiación, y los procesos de las nubes, y las técnicas de teledetección cada vez más sofisticados y precisos se han introducido para caracterizar los aerosoles y sus efectos. Especialmente para aerosoles sobre el suelo, la primera base de datos de satélite global operacional ha sido proporcionada por el MODIS. Desde su lanzamiento el uso de los productos de aerosoles MODIS ha crecido exponencialmente. Los datos MODIS y específicamente los datos de aerosoles han sido usados para responder cuestiones científicas acerca de la radiación y el clima. Los datos MODIS están siendo usadas también para aplicaciones no previamente previstas, tal como el monitoreo de la calidad del aire en la superficie. Los canales adicionales son usados para realizar mascara de nubes y otras decisiones para la selección de pixel. Los productos primarios (incluyendo τ y η) son reportado a 10 km de resolución (al nadir) en la longitud de onda de 0,55 μm .

Kaufman et al., (1997a) introdujo la estrategia para la recuperación de aerosoles sobre el suelo desde el sensor MODIS. La reflectancia en la cima de la atmósfera ρ_λ^* es dada por

$$\rho_\lambda^*(\theta_0, \theta, \varphi) = \rho_\lambda^a(\theta_0, \theta, \varphi) + \frac{F_{d,\lambda}(\theta_0) T_\lambda(\theta) \rho_\lambda^s(\theta_0, \theta, \varphi)}{1 - s_\lambda \rho_\lambda^s(\theta_0, \theta, \varphi)} \quad (5.3)$$

donde ρ_λ^a es la reflectancia de camino atmosférica, $F_{d,\lambda}$ es el flujo hacia abajo normalizado para la reflectancia de la superficie igual a cero, T_λ representa la transmisión total hacia arriba en el campo de visión del satélite, s_λ es el cociente de retrodispersión atmosférica, y ρ_λ^s es la reflectancia de la

superficie angular. Estas son funciones del ángulo cenit del Sol, ángulo cenit del satélite y ángulos acimut relativo Sol/satélite (θ_0 , θ , y φ , respectivamente). El esquema de la geometría de la medición por satélite se ilustra en la Figura. 5.2. Excepto para la reflectancia de la superficie, cada termino del lado de la mano derecha de la ecuación (5.3) es una función de la dispersión de Rayleigh, tipo de aerosol y carga de aerosol (τ). Mientras que la ecuación (5.3) es técnicamente válida para una superficie Lambertiana uniforme, las propiedades bidireccionales de la reflectancia de la superficie puede ser aproximado por el valor de la reflectancia de la superficie para la geometría de visión del satélite y Sol relevante (Kaufman et al., 1997a). Asumiendo que un pequeño conjunto de tipo y carga de aerosoles se puede describir el rango de aerosoles global, el algoritmo cuenta con un LOOK UP TABLE (LUT) que contiene simulaciones pre-calculadas de esas condiciones de los aerosoles (Levy et al., 2007). El objetivo del algoritmo es examinar el LUT para determinar las condiciones que mejor imitan la reflectancia espectral observada por el MODIS, ρ_λ^m , y la recuperación de las asociadas propiedades de los aerosoles (incluyendo τ y η). La dificultad radica en hacer las suposiciones más apropiadas acerca de las contribuciones de la superficie y la atmosfera. Con el fin de justificar el uso de los productos de aerosoles del MODIS para cualquier aplicación, la incertidumbre de la recuperación debe ser cuantificada. Antes del lanzamiento, las pruebas de sensibilidad y simulaciones en aviones sugirieron que el MODIS debe ser capaz de recuperar τ dentro del 20 – 30% (error esperado) sobre muchas superficies del suelo vegetadas y semi-vegetadas (Kaufman et al., 1997a). Desde el lanzamiento, los estudios de validación sugieren que el error esperado sobre el suelo puede ser representado por (Remer et al., 2005)

$$\Delta\tau = \pm 0,05 \pm 0,15\tau \quad (5.4)$$

En la longitud de onda de 0.55 μm , podemos considerar una regresión MODIS/AERONET representativo de $\tau_{0.55}$ sobre el suelo como

$$\tau_{\text{MODIS}} = 0,1 + 0,9\tau_{\text{AERONET}} \quad (5.5)$$

Cuando la reflectancia de la superficie está presente, el segundo término en la ecuación (5.3) es diferente de cero. El flujo es una función solo de la atmosfera, sin embargo, el término retrodispersión atmosférica, s , y el término transmisión, T , son funciones de la atmosfera y la superficie. Por lo tanto el código de transferencia radiativa es corrido dos veces con distintos valores positivos de la reflectancia de la superficie (Levy et al., 2007)

$$s = \left(\frac{1}{\rho_1^s} \right) \left[1 - \frac{F_d T \rho_1^s}{\rho^* - \rho^a} \right] \quad (5.6)$$

$$s = \left(\frac{1}{\rho_1^s} \right) \left[1 - \frac{F_d T \rho_1^s}{\rho^* - \rho^a} \right] \quad (5.7)$$

Aquí, se escoge los valores de 0.1 y 0.25 para las reflectancia de la superficie, ρ_1^s y ρ_2^s . Esas dos ecuaciones pueden ser solucionadas para las dos incógnitas, s y T . Esos valores dentro del LUT, para cada índice τ , longitud de onda y modelo de aerosoles. La relación de $\lambda = 0.47 \mu\text{m}$ a $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ puede ser más fuerte que 0.47vs2.12 porque tiene mayor correlación ($R = 0.87$) y menor dispersión. Esto sugiere que debemos estimar la reflectancia de la superficie para $\lambda = 0.47 \mu\text{m}$ indirectamente de $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$, y para $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ directamente de $\lambda = 2.12 \mu\text{m}$. En otras palabras, el algoritmo debe primero estimar para $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ de $\lambda = 2.12 \mu\text{m}$, luego se estima $\lambda = 0.47 \mu\text{m}$ de $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$, es decir (Levy et al., 2007)

$$\rho_{0.66}^s = f(\rho_{2.12}^s) \quad (5.8)$$

$$\rho_{0.47}^s = g(\rho_{0.66}^s) \quad (5.9)$$

donde $f()$ y $g()$ son diferentes relaciones. Un número de artículos sugiere que la relación de la reflectancia de superficie del **VISvs2.12** tiene ángulos dependientes (Remer et al., 2001; Gatebe et al., 2001; Lyapustin, 2001). De diferentes parámetros angulares posibles (ángulo cenit solar, ángulo cenit del sensor, ángulo de brillo o el ángulo de dispersión), encontramos que el ángulo de dispersión tuvo

gran influencia en la relación **VISvs2.12**. Donde (θ_0 , θ , y ϕ) es el ángulo cenit del Sol, ángulo cenit de visión y los ángulos relativos acimut, respectivamente. Excepto para áreas urbanas, muchas superficies parecen tener una relación de reflectancia de la superficie **VISvs2.12** que puede estar relacionada a un índice de vegetación (VI). La bien conocida NDVI definida como una función del rojo ($0.66 \mu\text{m}$ – canal 1) e infrarrojo cercano ($0.86 \mu\text{m}$ – canal 2), son influenciadas por el aerosol, negando su utilidad para determinar el tipo de superficie. Intentamos trabajar con otro VIS (descrito por Karnieli et al., 2001) que tenga diferente sensibilidad para condiciones atmosféricas (aerosol) y encontrado el más prometedor $\text{NDVI}_{\text{swir}}$ definido como

$$\text{NDVI}_{\text{SWIR}} = \frac{\rho_{1.24}^{\text{m}} - \rho_{2.12}^{\text{m}}}{\rho_{1.24}^{\text{m}} + \rho_{2.12}^{\text{m}}} \quad (5.10)$$

donde $\rho_{1.24}$ y $\rho_{2.12}$ son las reflectancias medidas por el MODIS del canal $1.24 \mu\text{m}$ (canal 5 del MODIS) y el canal $2.12 \mu\text{m}$ (canal 7 del MODIS). Estas longitudes de onda más grandes son mucho menos influenciados por el aerosol (a excepción de aerosoles pesados o polvo) y así son potencialmente más útiles para estimar las condiciones de superficie. En condiciones libre de aerosoles $\text{NDVI}_{\text{swir}}$ es altamente correlacionado con el NDVI regular. Un valor de $\text{NDVI}_{\text{SWIR}} > 0.6$ es relativo a la vegetación más activa, mientras que $\text{NDVI}_{\text{SWIR}} < 0.2$ es representativo de vegetación en estado latente y escasa (Levy et al., 2007).

5.2.1.1. Parametrización final de la relación de la reflectancia de la superficie VISvs2.12

Los resultados de corrección atmosférica global implican que la relación de las reflectancias de superficie, VISvs2.12, tiene una fuerte dependencia de la geometría y el tipo de superficie. La relación de las reflectancias de superficie VISvs2.12 es parametrizada como una función del $\text{NDVI}_{\text{swir}}$ y el ángulo de dispersión Θ , tal que las ecuaciones (5.8 y 5.9) pueden ser expandidos de la siguiente forma:

$$\rho_{0.66}^{\text{s}} = f(\rho_{2.12}^{\text{s}}) = \rho_{2.12}^{\text{s}} * \text{slope}_{0.66/2.12} + \text{y int}_{0.66/2.12} \quad (5.11)$$

$$\rho_{0,47}^s = g(\rho_{0,66}^s) = \rho_{0,66}^s * \text{slope}_{0,47/0,66} + \text{y int}_{0,47/0,66} \quad (5.12)$$

donde

$$\text{slope}_{0,66/2,12} = \text{slope}_{0,66/2,12}^{\text{NDVI}_{\text{SWIR}}} + 0,002\Theta - 0,27 \quad (5.13)$$

$$\text{y int}_{0,66/2,12} = -0,00025\Theta - 0,033 \quad (5.14)$$

$$\text{slope}_{0,47/0,66} = 0,49, y \quad (5.15)$$

$$\text{y int}_{0,47/0,66} = 0,005 \quad (5.16)$$

donde en cambio

$$\text{slope}_{0,66/2,12}^{\text{NDVI}_{\text{SWIR}}} = 0,48; \text{NDVI}_{\text{SWIR}} < 0,25 \quad (5.17)$$

$$\text{slope}_{0,66/2,12}^{\text{NDVI}_{\text{SWIR}}} = 0,58; \text{NDVI}_{\text{SWIR}} > 0,75 \quad (5.18)$$

$$\text{slope}_{0,66/2,12}^{\text{NDVI}_{\text{SWIR}}} = 0,48 + 0,2(\text{NDVI}_{\text{SWIR}} - 0,25) \quad (5.19)$$

$$0,25 \leq \text{NDVI}_{\text{SWIR}} \leq 0,75 \quad (5.20)$$

Se puede considerar la relación de las reflectancias de la superficie descrita por la Figura 5.3 como la relación promedio global y la parametrización para describir las perturbaciones para el ángulo y tipo de suelo. Nota que mientras la parametrización de arriba en las ecuaciones (5.11) - (5.20) estuvo basada en los resultados de las Figuras 5.3 – 5.5, los coeficientes no son idénticos a aquellos mostrados en las figuras. El conjunto de datos corregidas atmosféricamente es la representación más ancha y más comprensiva de las relaciones de las reflectancias de superficies globales, aun es limitado a las posiciones de los sitios AERONET, que en cambio son mayormente concentradas en ciertas regiones geográficas (Levy et al., 2007). La prueba y error fue usado para modificar los resultados básicos de la corrección atmosférica basada en AERONET, para dar las recuperaciones globalmente en AERONET.

Esperamos que la parametrización deduzca estimaciones más exactas de las reflectancias de superficie en promedio que aquellas estimadas usando cocientes fijos.

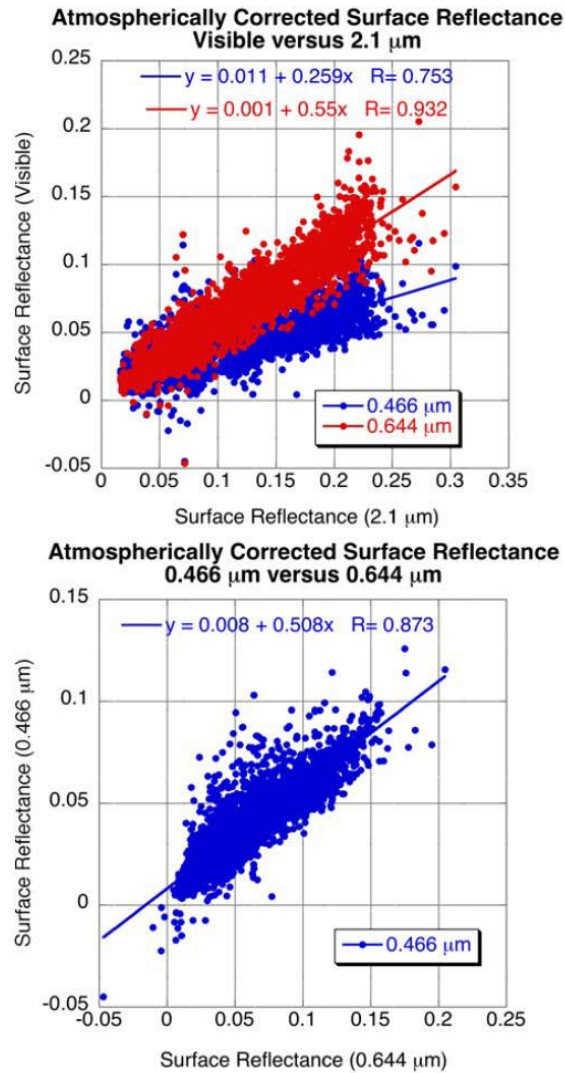


Figura 5.3.- Reflectancias de la superficie corregidas atmosféricamente en (a) el visible (canales 0,47 y 0,66 μm) vs el SWIR (canal 2,12 μm) y en (b) el visible (canal 0,47 μm) vs el visible (canal 0,66 μm) (Levy et al., 2007).

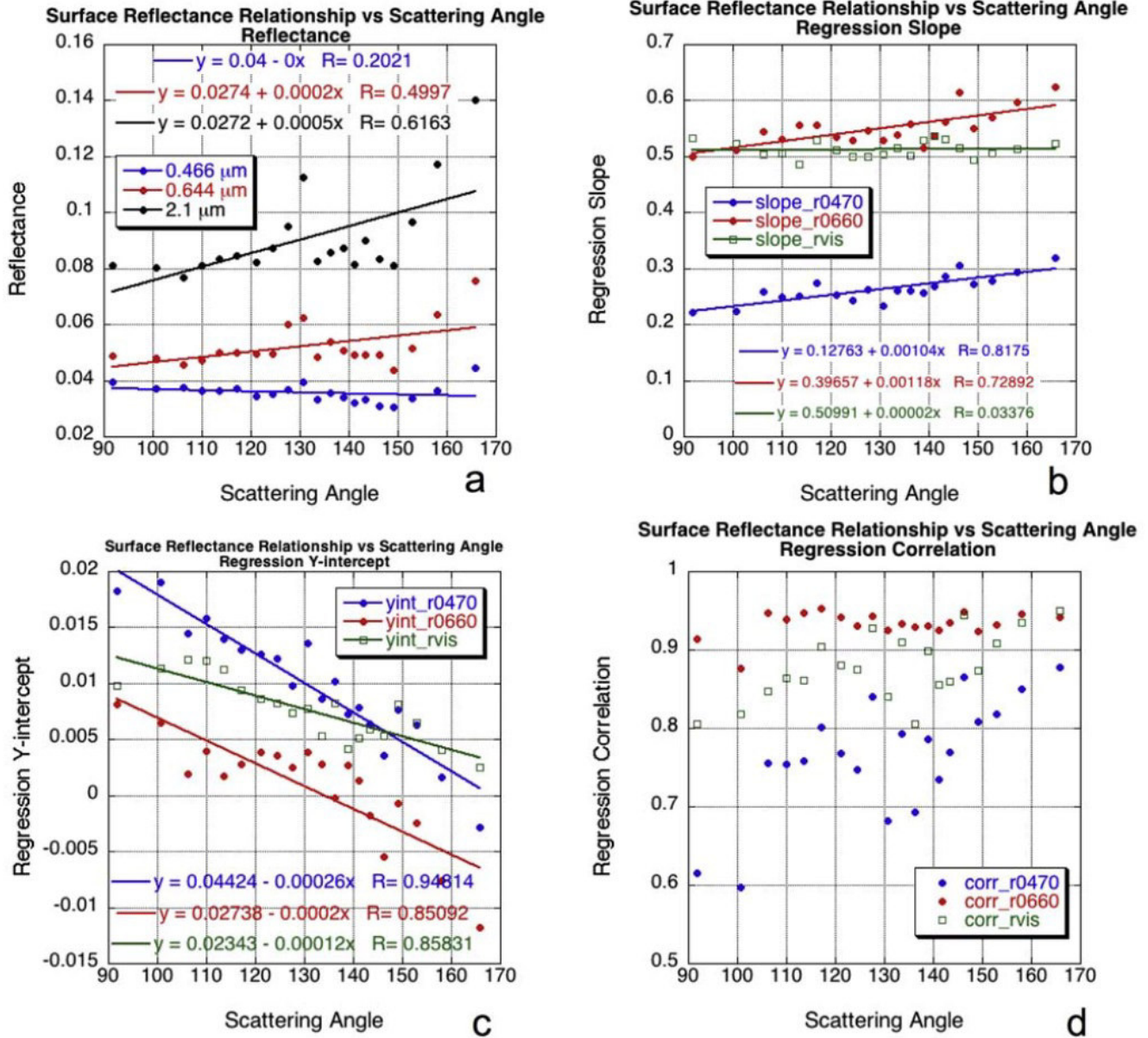


Figura 5.4.- las relaciones de las reflectancias de la superficie VIS vs 2,12 en función del ángulo de dispersión. Note para las figuras 5.4b, 5.4c, y 5.4d que 0,47 μm versus 2,12 μm (r0470) es trazada en azul, 0,66 μm versus 2,12 μm (r0660) se representa en rojo, y 0,47 versus 0,66 μm (RVIS) está ploteado en verde (Levy et al., 2007).

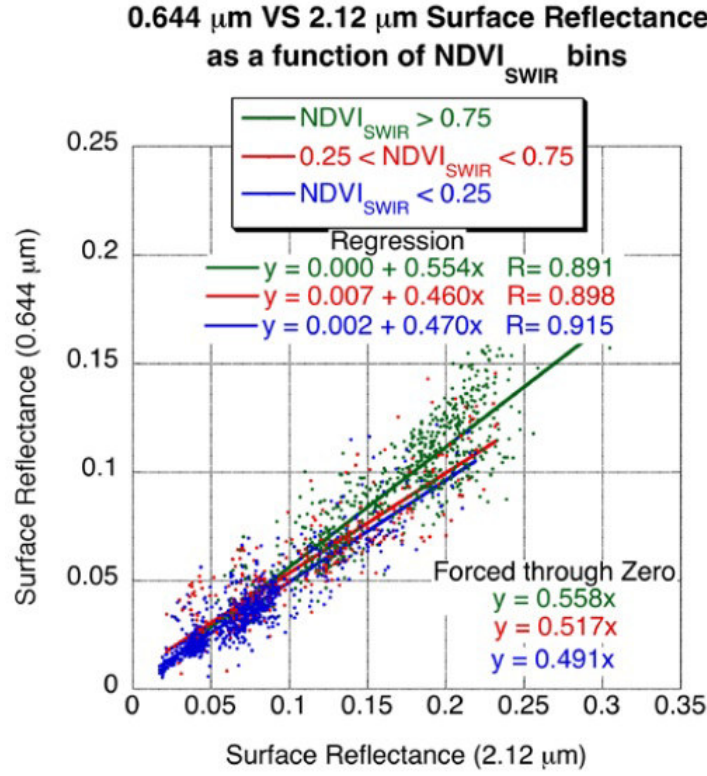


Figura 5.5.- Las reflectancias de superficie de 0,66 versus 2,12 como una función de intervalos de valores de NDVI_{SWIR}. El azul refiere al bajo rojo NDVI_{SWIR} a medio y verde para valores altos (Levy et al., 2007).

Reescribiendo la ecuación (5.3) pero notando que la reflectancia total espectral calculada ρ_{λ}^* en la cima de la atmosfera es la suma ponderada de la reflectancia espectral de una combinación de modelos de aerosoles fina y gruesa, es decir,

$$\rho_{\lambda}^* = \eta \rho_{\lambda}^{*f} + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^{*c} \quad (5.21)$$

donde ρ_{λ}^{*f} y ρ_{λ}^{*c} son cada uno compuestos de reflectancia de la superficie ρ_{λ}^s y reflectancia de camino atmosférico de los modelos de aerosoles separados. Esto es:

$$\rho_{\lambda}^{*f} = \rho_{\lambda}^{af} + \frac{F_{d\lambda}^f T_{\lambda}^f \rho_{\lambda}^s}{(1 - s_{\lambda}^f) \rho_{\lambda}^s} \quad (5.22)$$

$$\rho_{\lambda}^{*c} = \rho_{\lambda}^{ac} + \frac{F_{d\lambda}^c T_{\lambda}^c \rho_{\lambda}^s}{(1 - s_{\lambda}^c) \rho_{\lambda}^s} \quad (5.23)$$

donde ρ_{λ}^{af} y ρ_{λ}^{ac} son las reflectancias de camino atmosférica de modelo fino y grueso, $F_{d\lambda}^f$ y $F_{d\lambda}^c$ son flujos hacia abajo normalizados para reflectancia de superficie cero, T_{λ}^f y T_{λ}^c representa la transmisión total hacia arriba en el campo de visión del satélite y s_{λ}^f y s_{λ}^c son los cocientes de retrodispersión atmosférica. El parámetro de ponderación, η , en ecuación (5.21) es definido por $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$. Este parámetro representa la fracción de espesor óptico total en $0.55 \mu\text{m}$ contribuido por el aerosol fino (sin polvo) (Levy et al., 2007).

5.2.1.2. Fracción del espesor óptico de modo fino

Uno de los productos más importantes producidos por el algoritmo es el cociente del espesor óptico de modo fino al espesor óptico total, o simplemente la fracción de modo fino. Aquí mostramos que esta fracción en $0.55 \mu\text{m}$ es el mismo parámetro como η , el parámetro de ponderación de la reflectancia. Comenzamos con la siguiente ecuación.

$$\rho_{\lambda}^{\text{LUT}}(\tau_{\lambda}^{\text{tot}}) = \eta \rho_{\lambda}^f(\tau_{\lambda}^{\text{tot}}) + (1 - \eta) \rho_{\lambda}^c(\tau_{\lambda}^{\text{tot}}) \quad (\text{A1})$$

donde ρ_{λ}^f y ρ_{λ}^c son las reflectancia espectral total de modo fino y grueso para los mismos espesores ópticos como la reflectancia espectral total, $\rho_{\lambda}^{\text{LUT}}$, respectivamente, y η es el parámetro de ponderación de la reflectancia. Nota que $\rho_{\lambda}^{\text{LUT}} \neq \rho_{\lambda}^f + \rho_{\lambda}^c$, y que las reflectancias total y componentes todas son funciones del espesor óptico total ($\tau_{\lambda}^{\text{tot}}$), no las componentes del espesor óptico (τ_{λ}^f) y (τ_{λ}^c). Todos los espesores ópticos son definidos en $0.55 \mu\text{m}$. Esto es por definición al construir los LUT. Definimos el espesor óptico total ($\tau_{\lambda}^{\text{tot}}$) igual a la suma de las componentes fina (τ_{λ}^f) y gruesa (τ_{λ}^c). Usando la aproximación de dispersión simple,

$$\rho_{\lambda}^f = C \tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^f, \rho_{\lambda}^c = C \tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^c \quad (\text{A2})$$

$$\rho_{\lambda}^{\text{LUT}} = C \left(\tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^f + \tau_{0.55}^c \rho_{\lambda}^c \right) \quad (\text{A3})$$

donde C es una constante que depende de la geometría y P_{λ}^f y P_{λ}^c son las funciones fase de modo fino y modo grueso calculadas para el LUT, respectivamente. No hay $\rho_{\lambda}^{\text{tot}}$ porque las funciones fase en el LUT son calculadas para la colección de modos fino y grueso individual, no para cualquier distribución de tamaño de aerosol “total”. Solucionando para η en ecuación (A1) da

$$\eta = \frac{\rho_{\lambda}^{\text{LUT}} - \rho_{\lambda}^c}{\rho_{\lambda}^f - \rho_{\lambda}^c} \quad (\text{A4})$$

Sustituyendo (A2) y (A3) en (A4) da

$$\eta = \frac{C \left(\tau_{0.55}^f \rho_{\lambda}^f + \tau_{0.55}^c \rho_{\lambda}^c \right) - C \tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^c}{\left(C \tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^f + C \tau_{0.55}^{\text{tot}} \rho_{\lambda}^c \right)} \quad (\text{A5})$$

Eliminando la constante C usando la definición de $\tau_{0.55}^{\text{tot}} = \tau_{0.55}^f + \tau_{0.55}^c$ da

$$\eta = \frac{\left(\tau_{0.55}^f \rho_{\lambda}^f + \tau_{0.55}^c \rho_{\lambda}^c \right) - \tau_{0.55}^f \rho_{\lambda}^c + \tau_{0.55}^c \rho_{\lambda}^c}{\tau_{0.55}^{\text{tot}} \left(\rho_{\lambda}^f - \rho_{\lambda}^c \right)} \quad (\text{A6})$$

$$\eta = \frac{\left(\tau_{0.55}^f \rho_{\lambda}^f - \tau_{0.55}^f \rho_{\lambda}^c \right)}{\tau_{0.55}^{\text{tot}} \left(\rho_{\lambda}^f - \rho_{\lambda}^c \right)} \quad (\text{A7})$$

$$\eta = \frac{\tau_{0.55}^f}{\tau_{0.55}^{\text{tot}}} \quad (\text{A8})$$

Así el factor de ponderación de la reflectancia, η , es también el cociente entre el espesor óptico de modo fino y total en la longitud de donde de 0.55 μm , como fue definido dentro de los parámetros de la inversión. Nota que la dependencia angular y de τ de algunos de los términos $\rho^a = \rho^a(\tau, \theta_0, \phi)$, $F = F(\tau, \theta_0)$, $T = T(\tau, \theta)$, $s = s(\tau)$ y $\rho^s = \rho^s(\tau, \theta_0, \phi)$, mientras que los otros términos son una función de las propiedades de los aerosoles (no de la cantidad de aerosoles o geometría). En términos

prácticos, parametrizamos la reflectancia de la superficie usando la relación de la reflectancia de la superficie VISvs2.12, que asume esto es una función del ángulo de dispersión y el índice de vegetación. Además de MODIS, las propiedades de los aerosoles troposféricos han sido operacionalmente recuperado desde pasivo (sin emisión), punto nadir, sensores de los satélites de órbita polar, como el Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) (Stowe et al., 1997; Husar et al, 1997; Higurashi et al., 1999) y el Total Ozone Mapping Sensor (TOMS) (Herman et al, 1997.; Torres et al., 1998, 2002), ambos de los cuales se han volado en una variedad de satélites en las últimas dos décadas. El Multi-Angle Imaging Spectro-Radiometer (MISR) (Diner et al., 2007 y Kahn et al, 2005), utiliza múltiples ángulos de visión para recuperar las propiedades detalladas de aerosol.

5.2.1.3. Al algoritmo para obtener el espesor óptico de los aerosoles desde el sensor MODIS

Separamos los algoritmos obtenidos por las propiedades de los aerosoles sobre el océano y sobre el suelo (Remer et al., 2005), necesario por diferentes propiedades ópticas superficiales. Si bien esta tesis de licenciatura se centra en las recuperaciones de aerosol sobre el suelo, MODIS también recupera los productos en aerosol sobre el agua. Debido a las propiedades ópticas de la superficie del océano, el algoritmo usado sobre el océano (Tanré et al, 1997.; Levy et al, 2003.; Remer et al., 2005) tiene más sensibilidad al aerosol. Para cualquier recuperación sobre el suelo o sobre el agua, el algoritmo debe asegurarse de que el objetivo esté libre de nubes, nieve, hielo y la variabilidad de la superficie extrema. Una serie de pruebas se llevan a cabo para separar las masas de agua y las superficies terrestres y para seleccionar píxeles apropiados para la recuperación (Remer et al, 2005.; MÁSTIL, 2006). Durante cualquiera de las superficies, algunos de los píxeles más brillantes y más oscuros (dentro de la caja de 10 km) se eliminan, con el fin de reducir residuos de nubes y efectos de la contaminación de superficie (tales como el sombreado o efectos de adyacencia). Para ambos sobre el suelo y sobre el agua, el algoritmo MODIS emplea una tabla de búsqueda (LUT). El LUT se deriva por un código de transferencia de radiación (RT), para simular los efectos radiativos de un pequeño conjunto de tipos de

aerosoles, cargas y geometría que presumiblemente abarcan todo el rango de condiciones globales de aerosoles (Kaufman et al., 1997).

Selección de los pixeles oscuros

En la Figura 5.6 ilustra los principales pasos de nuestro nuevo algoritmo sobre el suelo. Cada escena MODIS individual, llamado un granulo, consiste de una franja de datos de 5 minutos, midiendo aproximadamente 1340 km por 2030 km. Los datos Level 1 B (L1B) relevantes incluye la reflectancia espectral calibrada en ocho bandas de longitud de onda en una variedad de resoluciones espaciales, tanto como la asociada información de geolocalización. Los datos espectrales incluye los canales de 0.66 μm y 0.86 μm (canales 1 y 2 MODIS en 250 m de resolución), los canales 0.47, 0.55, 1.24, 1.64 y 2.12 μm (canales 3, 4, 5, 6 y 7 en 500 m) y el canal de 1.38 μm (canal 26 en 1 km). Los datos de geolocalización están en 1 km e incluye los ángulos (θ_0 , θ , ϕ , Θ), latitud. Longitud, elevación y la fecha. Los valores de reflectancia L1B son corregidas para vapor de agua, ozono y dióxido de carbón antes de proceder (ATBD, 2006). El primer paso es organizar las reflectancias medidas en cajas nominales de 10 km por 10 km (que corresponden a 20 x 20 o 40 x 40 pixeles, dependiendo de los canales). Los 400 pixeles en la caja son evaluados pixel por pixel para identificar si el pixel es adecuado para la recuperación de aerosoles. (Martins et al., 2002) Nubes, nieve/hielo (Li et al., 2005) y cuerpos de agua en suelo (vía pruebas de NDVI) son consideradas no adecuadas y son descartadas. Los pixeles no enmascarados son chequeados por sus brillos.

Algoritmo MODIS sobre suelo

Todos los procedimientos aplicados a las cajas individuales de 20 x 20 pixeles en 500 m de resolución (10 km en nadir)

- Asegura que los valores de los ángulos y reflectancia sean válidos. Si no: **reporta valores llenos y SALIR**
- Identifica y enmascara (descarta) todos los pixeles de agua, nube y nieve/hielo.
- Identifica "pixeles de objetos oscuros" que tiene $0.01 \leq \rho_{2.13} \leq 0.25$
- Descarta más brillo de 50% y más oscuro de 20% de pixeles definidos con $\rho_{0.66}$...dejando un máximo de 120 pixeles

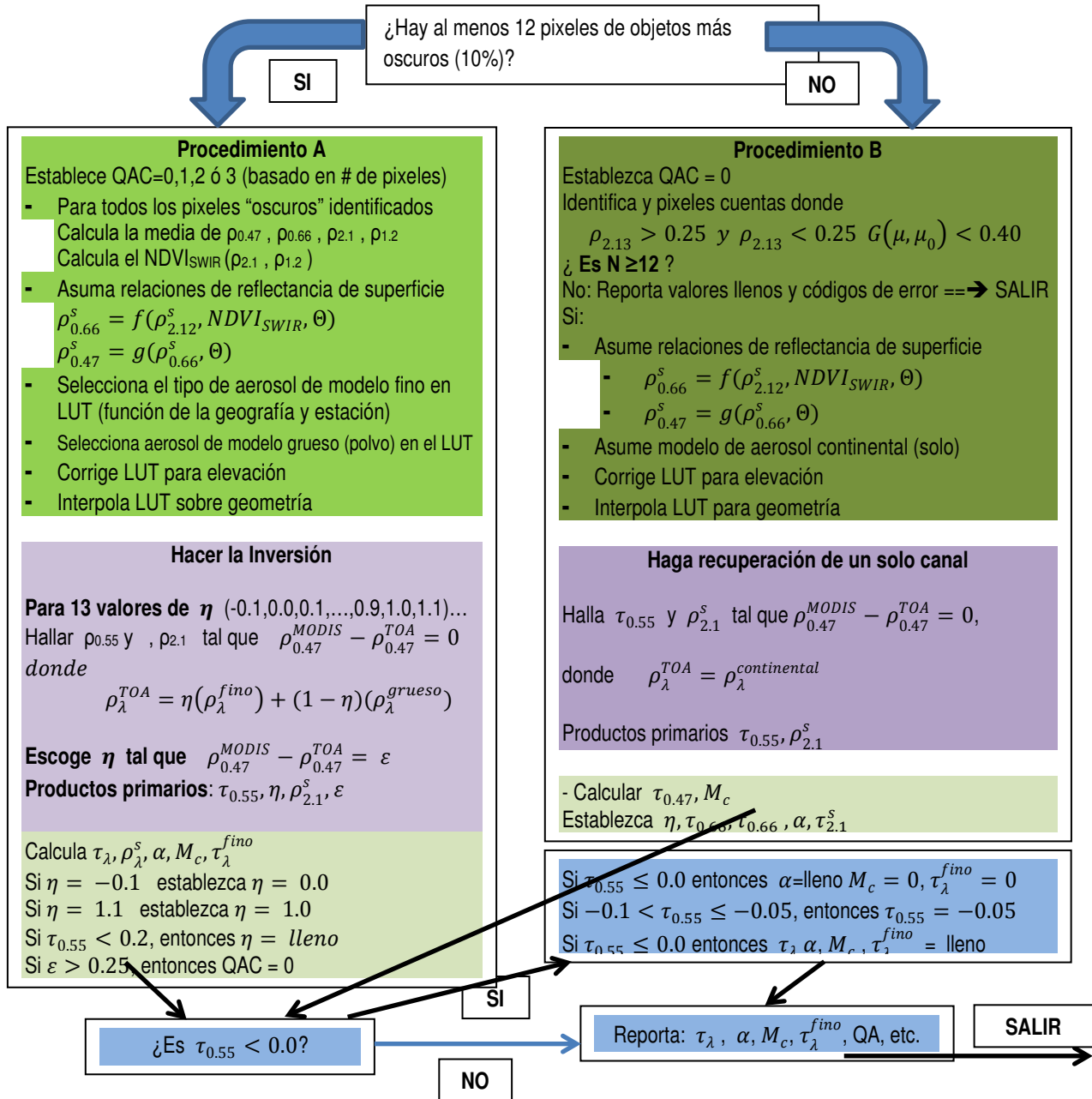


Figura 5.6.- Diagrama de flujo que ilustra la deducción del aerosol sobre el suelo para C005 (Levy et al., 2007).

Los pixeles que tienen medidas de reflectancia de 2.12 μm entre 0.01 y 0.25 son agrupadas y clasificadas por su reflectancia de 0.66 μm . Los más brillantes (en 0.66 μm) 50% y los más oscuros 20% son descartadas, con el fin de reducir la contaminación de nube y superficie y escala hacia objetos más oscuros en las longitud de onda visibles. Si hay al menos 12 pixeles restantes (10% de 30% del original 400), entonces la reflectancia en cada canal es ponderada, produciendo la reflectancia espectral medida por el MODIS $\rho_{0.47}^m$, $\rho_{0.66}^m$, $\rho_{2.12}^m$ y $\rho_{1.24}^m$. Estos valores de reflectancia son usados para el Procedimiento A. Si menos entonces 12 pixeles permanecen, entonces Procedimiento B es seguido (ver Figura 5.7).

Corrigiendo el LUT para elevación

Un mayor cambio del algoritmo C004 concierne como corregir para objetos de superficie elevadas. El espesor óptico de Rayleigh de nivel del mar (ROD, $\tau_{R,\lambda}$) en una longitud de onda. λ . (en μm) puede ser aproximado sobre el rango visible (Dutton et al., 1994; Bodhaine et al., 1999) por

$$\tau_{R,\lambda} = -0.00877\lambda^{-4.05} \quad (5.24)$$

Cuando no está al nivel del mar (presión = 1013 mb), el ROD es una función de la presión (o altura, z) así que puede ser aproximado por:

$$\tau_{R,\lambda}(z = Z) = \tau_{R,\lambda}(z = 0) \exp\left(\frac{-Z}{8.5}\right) \quad (5.25)$$

donde Z es la altura (en kilómetros) del objeto de la superficie y 8.5 km es la escala de altura exponencial de la atmosfera. La diferencia entre ROD en $z = 0$ y $z = Z$ es $\Delta\tau_{R,\lambda}$.

Procedimiento A: inversión para superficies oscuras

Si se sigue el procedimiento A (para superficies oscuras), el QAC es inicialmente establecido a un valor entre 0 (calidad mala) y 3 (calidad buena), dependiendo del número de pixeles oscuros que permanecen. En procedimiento A, el algoritmo asigna el modelo de aerosoles fino, basado en la

posición y el tiempo (Levy et al., 2007; ATBD, 2006). Según el LUT, ρ^a , F, T y s (para el modelo fino y el modelo grueso separadamente) son interpolados para ángulos (θ_0, θ, ϕ) , resultando en seis valores para cada parámetro, cada uno que corresponde a una carga de aerosol diferente (indexado por τ en $0.55 \mu\text{m}$). La reflectancia de camino $2.12 \mu\text{m}$ es una función no despreciable de τ (por ejemplo, para el modelo de aerosoles que no absorben, $\tau_{0.55} = 0.5$ corresponde a $\tau_{2.12} = 0.055 \mu\text{m}$), así la reflectancia de la superficie es por lo tanto también una función de τ . Para valores discretos de η entre -0.1 y 1.1 (intervalos de a.1), el algoritmo intenta hallar el τ en la longitud de onda de $0.55 \mu\text{m}$ y la reflectancia de la superficie en la longitud de onda de $2.12 \mu\text{m}$ que exactamente coincide con la reflectancia en la longitud de onda de $0.47 \mu\text{m}$ medida por el MODIS. Habrá algún error, ε , en la longitud de onda de $0.66 \mu\text{m}$. La solución es uno donde el ajuste de error en la longitud de onda de $0.66 \mu\text{m}$ es minimizado. En otras palabras,

$$\text{ABS}\left(\frac{\rho_{0.47}^* - \rho_{0.47}^m}{\rho_{0.47}^m}\right) = 0 \quad (5.26a)$$

$$\text{ABS}\left(\frac{\rho_{0.66}^* - \rho_{0.66}^m}{\rho_{0.66}^m}\right) = \varepsilon \quad (5.26b)$$

$$\text{ABS}\left(\frac{\rho_{2.12}^* - \rho_{2.12}^m}{\rho_{2.12}^m}\right) = 0 \quad (5.26c)$$

donde

$$\rho_{2.12}^* = \eta \left(\rho_{2.12}^{\text{fa}} + \frac{F_{d,2.12}^f \cdot T_{2.12}^f \cdot \rho_{2.12}^f}{1 - s_{2.12}^f \cdot \rho_{2.12}^s} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{2.12}^{\text{ca}} + \frac{F_{d,2.12}^c \cdot T_{2.12}^c \cdot \rho_{2.12}^s}{1 - s_{2.12}^c \cdot \rho_{2.12}^s} \right) \quad (5.27a)$$

$$\rho_{0.66}^* = \eta \left(\rho_{0.66}^{\text{fa}} + \frac{F_{d,0.66}^f \cdot T_{0.66}^f \cdot f(\rho_{2.12}^f)}{1 - s_{0.66}^f \cdot f(\rho_{2.12}^f)} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{0.66}^{\text{ca}} + \frac{F_{d,0.66}^c \cdot T_{0.66}^c \cdot \rho_{2.12}^s}{1 - s_{0.66}^c \cdot \rho_{2.12}^s} \right) \quad (5.27b)$$

$$\rho_{0.47}^* = \eta \left(\rho_{0.47}^{fa} + \frac{F_{d,0.47}^f \cdot T_{0.47}^f \cdot f(\rho_{0.66}^f)}{1 - s_{0.47}^f \cdot g(\rho_{0.66}^s)} \right) + (1 - \eta) \left(\rho_{0.47}^{ca} + \frac{F_{d,0.47}^c \cdot T_{d,0.47}^c \cdot g(\rho_{0.66}^s)}{1 - s_{0.47}^c \cdot \rho_{0.66}^s} \right) \quad (5.27c)$$

donde, $\rho^a = \rho^a(\tau)$, $F = F(\tau)$, $T = T(\tau)$, $s = s(\tau)$ son funciones de índices τ en el LUT que es calculado separadamente para modelos finos y gruesos. $f(\rho_{2.12}^s)$ y $g(\rho_{0.66}^s)$ son descritas por las ecuaciones (5.11) – (5.20), Nota que valores no físicos de η son probados (-0.1 y 1.1) para permitir la posibilidad de suposiciones inapropiadas en uno y otro modelo de aerosol o reflectancia de la superficie. Otra vez, los productos primarios son $\tau_{0.55}$, $\eta_{0.55}$ y la reflectancia de la superficie ($\rho_{2.12}^s$). El error del ajuste ε es también notado.

Procedimiento B: recuperación alternativa para superficies más brillantes

La determinación de las propiedades de los aerosoles es posible cuando la reflectancia 2.12 μm es más brillante que 0.25, pero es esperado ser menos exacto (Remer et al., 2005), debido a los crecientes errores en la relación VISvs2.12. Sin embargo, si procedimiento A no fue posible, pero hay al menos 12 pixeles no agua y apantallado de nubes que satisfacen,

$$0,25 < \rho_{2,12}^s < 0,25G < 0,40 \quad (5.28)$$

donde

$$G = 0,5 \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\sqrt{\mu_o}} \right), \quad (5.29)$$

Luego el procedimiento B es intentado. La ecuación (5.29) es una representación del camino inclinado de la radiación. El concepto es que los ángulos oblicuos, cuando el camino del fotón aumenta, se origina más y más señales en la atmósfera y menos desde el suelo. La contribución de la reflectancia de la superficie se hace menos importante y la recuperación puede tolerar mayores reflectancia de la superficie. En el procedimiento B, el QAC es automáticamente establecido a 0 (“calidad mala”).

TABLA 5.1 – Características de los canales del MODIS usado en recuperaciones de aerosol

Banda no.	Ancho de banda (μm)	Longitud de onda central medido (μm)	Resolución (m)	$\text{Ne}\Delta\rho$ ($\times 10^{-4}$)	Max ρ	SNR requerida	ROD
1	0.620–0.670	0.646	250	3.39	1.38	128	0.0520
2	0.841–0.876	0.855	250	3.99	0.92	201	0.0165
3	0.459–0.479	0.466	500	2.35	0.96	243	0.1948
4	0.545–0.565	0.553	500	2.11	0.86	228	0.0957
5	1.230–1.250	1.243	500	3.12	0.47	74	0.0037
6	1.628–1.652	1.632	500	3.63	0.94	275	0.0012
7	2.105–2.155	2.119	500	3.06	0.75	110	0.0004

Nota: $\text{Ne}\Delta\rho$ corresponde para el sol en el cenit ($\theta = 0^\circ$), ROD es 'Profundidad Óptica de Rayleigh', SNR es 'Relación Señal-Ruido'

5.2.2. Algoritmo simplificado para la recuperación de los aerosoles de imágenes MODIS

Un algoritmo simplificado para la recuperación de los aerosoles (**SARA** = Simplified Aerosol Retrieval Algorithm) ha sido desarrollado que no usa la técnica común de construir un Look Up Table (LUT) del Modelo de Transferencia Radiativa (MTR, Bilal et al., 2013). En realidad, las ecuaciones del MTR fueron aplicadas directamente a los productos obtenidos de los datos MODIS (MOD02, MOD03 y MOD09) para recuperar el espesor óptico de los aerosoles (AOD) en alta resolución espacial (500m). La recuperación AOT – SARA tiene tres suposiciones: (i) La superficie es Lambertiana, (ii) la aproximación de dispersión es simple, y (iii) el albedo de dispersión simple y factor asimétrico no varía espacialmente sobre la región en el día de recuperación (Bilal et al., 2013). Así, SARA requiere datos MOD02HKM para calcular la reflectancia TOA, datos MOD03 para obtener los ángulos de visión y del Sol, MOD09GA para recuperar la reflectancia de la superficie diaria y los datos AERONET para obtener el albedo de dispersión simple y el factor asimétrico para el día de la recuperación. Los datos MOD02HKM proporcionan la radiancia TOA recibida por satélite ($L_{TOA}(\lambda)$) en las longitudes de onda del visible hasta el infrarrojo medio del espectro solar (0.41 μm hasta 2.16 μm) (Salomonson et al., 2006). SARA está basado en la reflectancia espectral recibida por el satélite (ρ_λ), que es una función de

la radiancia espectral medida ($L_{TOA}(\lambda)$), ángulo cenit del Sol, distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas y la radiación exo-atmosférica solar media (Bilal et al., 2013):

$$\rho_{TOA}(\lambda) = \frac{\pi L_{TOA}(\lambda) d^2}{E.SUN_{\lambda} \mu_s} \quad (5.30)$$

donde $\rho_{TOA}(\lambda)$ es la reflectancia espectral TOA recibida por el satélite, $L_{TOA}(\lambda)$ es la radiancia espectral TOA recibida por el satélite, $ESUN_{\lambda}$ es la radiación exo-atmosférica solar media como una función del número de banda MODIS (Tasumi et al., 2008), “d” es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas (Duffie y Beckman, 1991) y μ_s es el coseno de ángulo cenit del Sol. La reflectancia espectral TOA recibida por el satélite es definida como una función de la reflectancia del camino atmosférico (dispersión de la radiación del Sol dentro de la atmósfera), y función de la superficie (reflexión de la radiación del Sol desde la superficie que es directamente transmitido a la TOA). La reflectancia espectral TOA, $\rho_{TOA}(\lambda)$, es función de los ángulos cenit y acimut del Sol y visión, y puede ser estimado usando la siguiente ecuación (Tanre et al., 1998; Vermote et al., 1997):

$$\rho_{TOA}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) + \rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) + \frac{T(\theta_s) \cdot T(\theta_v) \cdot \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)}{1 - \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \cdot S(\lambda)} \quad (5.31)$$

donde θ_s es el ángulo cenit del sol, θ_v es el ángulo cenit de visión, ϕ es el ángulo acimut relativo, $\rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ es la reflectancia de los aerosoles que resulta de la dispersión múltiple en la ausencia de las moléculas, $\rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ es la reflectancia Rayleigh que resulta de dispersión múltiple en la ausencia de aerosoles, $T(\theta_s)$ es la transmisión de la atmosfera sobre el camino sol-superficie, $T(\theta_v)$ es la transmisión de la atmosfera sobre el camino superficie-sensor, $\rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ es la reflectancia de la superficie, y $S(\lambda)$ es el cociente de retrodispersión atmosférica que toma en cuenta la reflexión múltiple entre la superficie y la atmosfera. , $T(\theta_s)$ y $T(\theta_v)$ son definidos por las ecuaciones:

$$T(\theta_s) = \exp\left(-(\tau_R + \tau_a) * 1/\mu_s\right) \quad (5.32)$$

$$T(\theta_v) = \exp\left(-(\tau_R + \tau_a) * 1/\mu_v\right) \quad (5.33)$$

SARA cuenta con la reflectancia de los aerosoles, $\rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$, que puede ser calculado al sustraer la reflectancia de camino de Rayleigh, $\rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$, y función de la superficie, $\rho_{TOA}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$:

$$\rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \rho_{TOA}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) - \rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) - \frac{T(\theta_s) \cdot T(\theta_v) \cdot \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)}{1 - \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \cdot S(\lambda)} \quad (5.34)$$

La corrección de los datos de satélite para la dispersión de Rayleigh (Antoine y Morel, 1998) depende de la determinación de la función fase de Rayleigh (Lado-Bordowsky y Naour, 1997; Liang, 2005) y el espesor óptico de Rayleigh (τ_R) (Liang, 2005):

$$\tau_R = \frac{P_z}{P_0} \left(0,00864 + 6,5 * 10^{-6} * z \right) \lambda^{-\left(3,196 + 0,074\lambda + \frac{0,05}{\lambda} \right)} \quad (5.35)$$

donde P_z es la presión ambiente con respecto a la elevación (mbar), $P_0 = 1013,25$ mbar (presión al nivel del mar), z la elevación del suelo (altura) arriba del nivel del mar en kilómetros (km) y λ la longitud de onda en micrómetros. La reflectancia de la superficie es posiblemente el factor más importante en la recuperación del espesor óptico de los aerosoles de las mediciones de teledetección por satélite (Li et al., 2009; Mishchenko et al., 1999). La reflectancia de la superficie para SARA es obtenida del producto de reflectancia de la superficie diaria MODIS level-2G (MOD09GA) en 500m de resolución espacial (Vermote y Kotchenova, 2008). Este producto emplea la corrección atmosférica (conversión de TOA en reflectancia de la superficie) para estimar la reflectancia de la superficie MODIS en las bandas del 1 al 7 (0,470 μm – 2,13 μm). El algoritmo usado por los productos atmosféricos MODIS (MOD04 – espesor óptico de los aerosoles, MOD05 - vapor de agua, MOD07 – ozono y MOD35 – mascara de nubes) y datos auxiliares (Modelo de Elevación Digital, DEM, y Presión Atmosférica) que toman en cuenta la dispersión de aerosoles y gases y absorción, efectos adyacentes de la cobertura del suelo, efectos de la Función de Distribución de Reflectancia Bidireccional (BRDF = Bidirectional Reflectance Distribution Function) y contaminación por cirrus fino. La exactitud del producto reflectancia de la superficie (MOD09) depende de la exactitud de esos parámetros de entrada y es dado como 93% y 90% cuando la reflectancia de la superficie son 0,3 y 0,1, respectivamente (Vermote y

Kotchenova, 2008). Nuestro algoritmo SARA usa la longitud de onda del verde (0,55 μm , banda 4), de MOD09GA directamente. El método Eddington puede ser usado como una buena aproximación de la razón de retrodispersion atmosférica ($S(\lambda)$ Tanre et al., 1979) para la corrección de la función superficie.

$$s(\lambda) = (0.92\tau_R + (1 - g)\tau_a) \exp(-(\tau_R + \tau_a)) \quad (5.36)$$

La reflectancia de los aerosoles sensadas remotamente, $\rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$, fue recuperada para la longitud de onda de 0.55 μm por corrección para la dispersión de Rayleigh, $\rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)$ y la función superficie. En la aproximación de dispersión simple, la reflectancia de los aerosoles medida por satélite es proporcional al espesor óptico de los aerosoles τ_a , albedo de dispersión simple ω_0 y la función fase de dispersión de aerosoles P_a (Gordon y Wang, 1994; Kaufman et al., 1997b; King et al, 1999; Kokhanovsky y Leeuw, 2009)

$$\rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{\omega_0 \tau_{a,\lambda} P_a(\theta_s, \theta_v, \phi)}{4\mu_s \mu_v} \quad (5.37)$$

Por lo tanto, AOT, τ_a , puede ser recuperado al despejarla ecuación (5.38) como:

$$\tau_{a,\lambda} = \frac{4\mu_s \mu_v}{\omega_0 P_a(\theta_s, \theta_v, \phi)} \rho_{Aer}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) \quad (5.38)$$

La función fase de dispersión de aerosoles $P_a(\theta_s, \theta_v, \phi)$ representa la distribución angular de la luz dispersada por las partículas y puede ser determinado usando el método Henyey - Greenstein de un solo término (Rahman et al., 1993):

$$P_a(\theta_s, \theta_v, \phi) = \frac{1 - g^2}{[1 + g^2 - 2g \cos(\pi - \Theta)]^{3/2}} \quad (5.39)$$

donde Θ es el ángulo de fase de la dispersión (Levy et al., 2007b). El parámetro asimétrico g indica la dominancia relativa de dispersión hacia adelante/atrás y esto permanece constante para muchos de los modelos de aerosoles (Tanre et al., 1979). Sustituyendo ecuación (5.34) en ecuación (5.38) produce ecuación (5.40) donde las tres incógnitas ($\tau_{a,\lambda}$, ω_0 , y g) son mostrados explícitamente. Los valores de

ω_0 y g para el día para el cual el AOD- SARA está siendo recuperada son determinadas de un encuentro entre AOD- SARA como una función de ω_0 y g y el AOD - AERONET dentro de ± 30 min del tiempo del sobrepaso local del MODIS. Esto es conseguido empíricamente usando el método de iteración de punto fijo (FPI, fixed point iteration) (Kelley, 1995) y al variar los valores de ω_0 y g hasta que la coincidencia sea obtenida.

$$\tau_{a,\lambda} = \frac{4\mu_s\mu_v}{\omega_0 P_a(\theta_s, \theta_v, \phi)} \left[\rho_{TOA}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) - \rho_{Ray}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi) - \frac{e^{-(\tau_R + \tau_{a,\lambda})/\mu_s} * e^{-(\tau_R + \tau_{a,\lambda})/\mu_v} * \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)}{1 - \rho_s(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)(0.92\tau_R + (1 - g)\tau_{a,\lambda})\exp(-(\tau_R + \tau_{a,\lambda}))} \right] \quad (5.40)$$

Finalmente, AOD-SARA ha sido comparada con AOT-C005 para evaluar la calidad de la recuperación de SARA sobre nueve posiciones de Hong Kong dentro de los diferentes tipos de cubierta del suelo. Indicadores estadísticos fueron usados para evaluar las comparaciones del AOT recuperado por satélite con los heliofotómetros basados en el suelo, es decir, coeficiente de correlacion R, root mean square (RMSE), error absoluto medio (MAE), error esperado (EE) de AOD y fracción de error esperado (FOE).

CAPÍTULO VI

RESULTADOS

6.1. Variabilidad espacial del espesor óptico del aerosol de 550 nm

La Figura 6.1 muestra las imágenes del promedio anual de la profundidad óptica de los aerosoles (AOD = Aerosol Optical Depth) en la longitud de onda de 550 nm, procedente del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA. Estas imágenes tienen una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ (ó 110 km x 110 km) sobre gran parte de América del Sur (Latitud: 4°N - 24°S y Longitud: 83° - 33°W) y abarcan el periodo de catorce años (2000-2013). En la cuenca amazónica se observa una gran concentración de aerosoles que está en el rango de (0,82 – 1,0). Existe un crecimiento de concentración de aerosol en los años 2004, 2007 y 2010, sobre Brasil, Bolivia hasta Argentina. Este crecimiento es debido a la quema de los pastizales en Bolivia, que es justamente en setiembre cuando se inicia la dicha quema.

En la Figura 6.2 se muestra un promedio mensual de la profundidad óptica del aerosol (AOD) en la longitud de onda de 550 nm, procedente del sensor MODIS a bordo del satélite AQUA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ sobre la mayor parte de América del Sur (latitud: 4°N - 24°S and longitud: 83° - 33°W) para el mes de setiembre en un periodo de doce años (2002-2013). Uno de los causantes de este aumento de concentración de aerosol para ambos satélites (TERRA y AQUA), se debe que en la Amazonia brasileña y Bolivia, específicamente, es donde podemos detectar cientos de focos de incendios forestales. Estos incendios forestales son tanto naturales como ocasionados por el hombre. Su uso está establecido para limpiar los bosques y pastizales para la ganadería o la agricultura.

Sin embargo, la quema excesiva de vegetación ha originado muchas partículas contaminantes en la región tropical. El incendio de vegetación emiten mucho problema, como por ejemplo: dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO), el metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), los óxidos de nitrógeno (NO_x) y los aerosoles, y otros hidrocarburos, que tienen un papel importante la calidad del aire en las ciudades, en la composición química de la atmósfera y el clima.

También, de importancia es la emisión de grandes cantidades de partículas de aerosol con un diámetro de menos de 10 micrómetros (10^{-6} m), que tienen interacción con la formación de la lluvia, que es un tema de interés científico actual debido a la gran incertidumbre acerca de su papel en el sistema de la Tierra, lo que indica que incluso podría tener el efecto contrario al efecto invernadero al reflejar la luz del sol o promover la formación de una mayor cobertura de nubes. Este es el origen de los contaminantes en toda la cuenca del Amazonas, donde causa, contaminantes y aerosoles de primaria en el territorio peruano. Esta influencia se debe a los vientos alisios con dirección oeste (Suárez, et al., 2006).

6.2. Variabilidad temporal del espesor óptico del aerosol de 550 nm

La Figura 6.3 muestra los datos mensuales AOT del sensor MODIS abordo de los satélites TERRA y AQUA, sobre la mayor parte de Sur América ($4^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{S}$ de latitud y $83^{\circ}\text{W} - 33^{\circ}\text{W}$ de longitud), se observa una oscilación que varía entre 0,0 a 0,5, con sus valores máximos entre los meses de agosto y septiembre (entre 0,3 y 0,5), durante un período de catorce años (2000-2013). Este aumento coincide con el inicio de incendios forestales por los agricultores en la región amazónica, que es muy común durante la temporada seca (agosto-noviembre). La Amazonía es una zona de quema de vegetación abundante, como parte del cambio de uso del suelo para la explotación Agrícola. La diferencia entre los datos del satélite TERRA con el AQUA se basa en la diferencia de tiempo en que pasan estos satélites sobre un mismo lugar.

De la Figura 6.4. se observan los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) mostrando una oscilación que varía entre 0,0 a 1,6 y 0,0 a 1,4 respectivamente, teniendo una tendencia ascendente desde el mes de agosto hasta el mes de septiembre donde llega a su punto máximo, descendiendo hasta el mes de

noviembre. Estas concentraciones máximas del AOT son causadas por la quema de biomasa que se generan mayormente en Brasil y Bolivia. Estos incendios se producen principalmente durante la temporada seca (agosto a noviembre), que también coincide con la menor capacidad para eliminar los contaminantes de las precipitaciones mínimas y por tanto una mayor probabilidad de que los contaminantes lleguen a mayores distancias (Dardes, 2005).

Para los datos mensuales AOT del b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) muestran una oscilación que varía entre 0,0 a 1,9 y 0,0 a 2,0 respectivamente, teniendo de igual manera picos máximos en la temporada seca (agosto-noviembre).

En la Figura 6.5. los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012), muestran una oscilación que varía entre 0,0 a 2,0 y 0,0 a 2,1 respectivamente, teniendo un comportamiento similar con la estación Rio Branco. Este comportamiento se debe también a la contaminación atmosférica causada, principalmente, por los incendios forestales, observándose picos máximos para los años 2005 y 2007.

De la Figura 6.6. los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011), muestran una oscilación que varía entre 0,0 a 0,7 (a); 0,0 a 0,75 (b) y 0,0 a 0,85 (in situ), los datos del sensor MODIS con los datos in situ coinciden en su tenencia ascendente máxima en el mes de septiembre, en donde se inicia los incendios forestales en la temporada seca (agosto-noviembre), observando picos máximos para los años 2005, 2007 y 2010. Esta consecuencia se debe principalmente

por los incendios forestales que son los causantes más importantes para la contaminación atmosférica, originadas mayormente en Brasil.

En la Figura 6.7 se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Ji Paraná Se (Brasil) (2006-2010), mostrando una oscilación que varía entre 0,0 a 2,2 (a); 0,0 a 2,4 (b) y 0,0 a 2,1 (in situ), teniendo picos máximos en la temporada seca (agosto-noviembre). Para este caso notamos pocos datos in situ, pero una alta concentración de aerosol en el 2007, específicamente en setiembre, en comparación con otros meses y otros años en la Amazonia brasilera, este aumento se debe a los inmensos números de incendios forestales que se registran, específicamente, en setiembre, que es uno de los causantes de la contaminación atmosférica. Los incendios forestales se realizan mayormente en el temporada seca (agosto-noviembre), donde llega a su concentración máxima de aerosol en el mes de setiembre.

De la Figura 6.8. se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011), mostrando una oscilación que varía entre 0,4 a 0,31 (a); 0,7 a 0,28 (b) y 0,3 a 0,16 (in situ). El monitoreo de áreas quemadas en Bolivia para once años (2000-2010) mostró que se quemaron 22.012.910 hectáreas en total, de las cuales el 20% (4.287.512 ha) corresponden a incendios forestales y la mayor parte de las superficies de quemas en pastos y sabanas, superando enormemente las estimaciones realizadas antes de este estudio. En la paz La temporada alta de quemas coincide con la época seca que se ve favorecida con los cambios en condiciones de sequía asociada al fenómeno Oscilación Sur de El Niño (ENSO) (Rodríguez, 2012).

En la Figura 6.9. se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) con los datos in situ de la estación AERONET-Arica (Chile) (2000-2011), mostrando una oscilación que varía entre 0,0 a 0,4 (a); 0,0 a 0,36 (b) y 0,1 a 0,57 (in situ). Se observa que los datos in situ obtenidos tiene una dinámica muy diferente con los datos MODIS (Terra y Aqua). Los datos AOT-MODIS, situada en la misma región que la estación AERONET (Arica - Chile), muestran valores mínimos en la estación fría (junio-septiembre). En esta época del año se muestra el menor número de observaciones de MODIS tan a menudo las condiciones nubosas asociadas con perturbaciones de latitud media se producen en el invierno austral (junio a agosto). La señal de MODIS muestra una alta variabilidad en la temporada de verano (noviembre a marzo), lo que puede explicarse por la contaminación de la señal MODIS (Gao et al., 2002) debido a la presencia frecuente de nubes cirros sobre este área. Los datos AERONET muestran valores máximos en la estación fría. Los datos AOT-AERONET podría ser oscurecida aunque por la escasez de mediciones en el periodo de frío (Oyanadel, et al., 2006).

6.3. CORRELACION DE LOS DATOS AOT PROCEDENTES DEL MODIS Y AERONET

En la Figura 6.10. Se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011), mostrando una correlación muy alta, teniendo en cuenta que tienen diferente resolución espacial. Esta consecuencia se debe a que los incendios forestales, que es una principal causa por la cual existen aerosoles, es muy importante en la contaminación ambiental atmosférica.

La Figura 6.11. muestran datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012), observando una alta correlación ($R=0,9$) entre los datos AOT obtenidos de diferente manera.

De la Figura 6.12. los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011), muestran una correlación de 0,86 (a) y 0,85 (b), siendo una correlación muy alta. Esta correlación es consecuencia de que los datos AOT obtenidos por MODIS y AERONET se aproximan teniendo una resolución espacial diferente para ambos métodos (satelital e in situ).

La Figura 6.13. muestran datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-Ji Paraná Se (Brasil) (2006-2010), teniendo una correlación muy alta ($R=0,98$). Debido a que los datos AOT provenientes de la estación AERONET son pocos, estos datos tienen una aproximación con los datos MODIS, así generando una dinámica similar entre ambos.

En la Figura 6.14. se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011), teniendo una correlación muy baja de 0,44 (a) y 0,37 (b). En Bolivia – La Paz existen pocos casos de incendios forestales, por lo tanto existen otros tipos de fuentes que originan diferentes tipos de aerosoles, resultando la extrema variación entre el espesor óptico de los aerosoles del MODIS y de la estación AERONET.

De la Figura 6.15. se muestran los datos mensuales AOT del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013) versus los datos in situ de la estación AERONET-Arica (Chile) (2002-2013), mostrando una correlación baja de 0,58 (a) y 0,63 (b). Este resultado se debe que existen diferentes tipos de aerosoles y en donde la estación AERONET se encuentra muy cerca de los Andes.

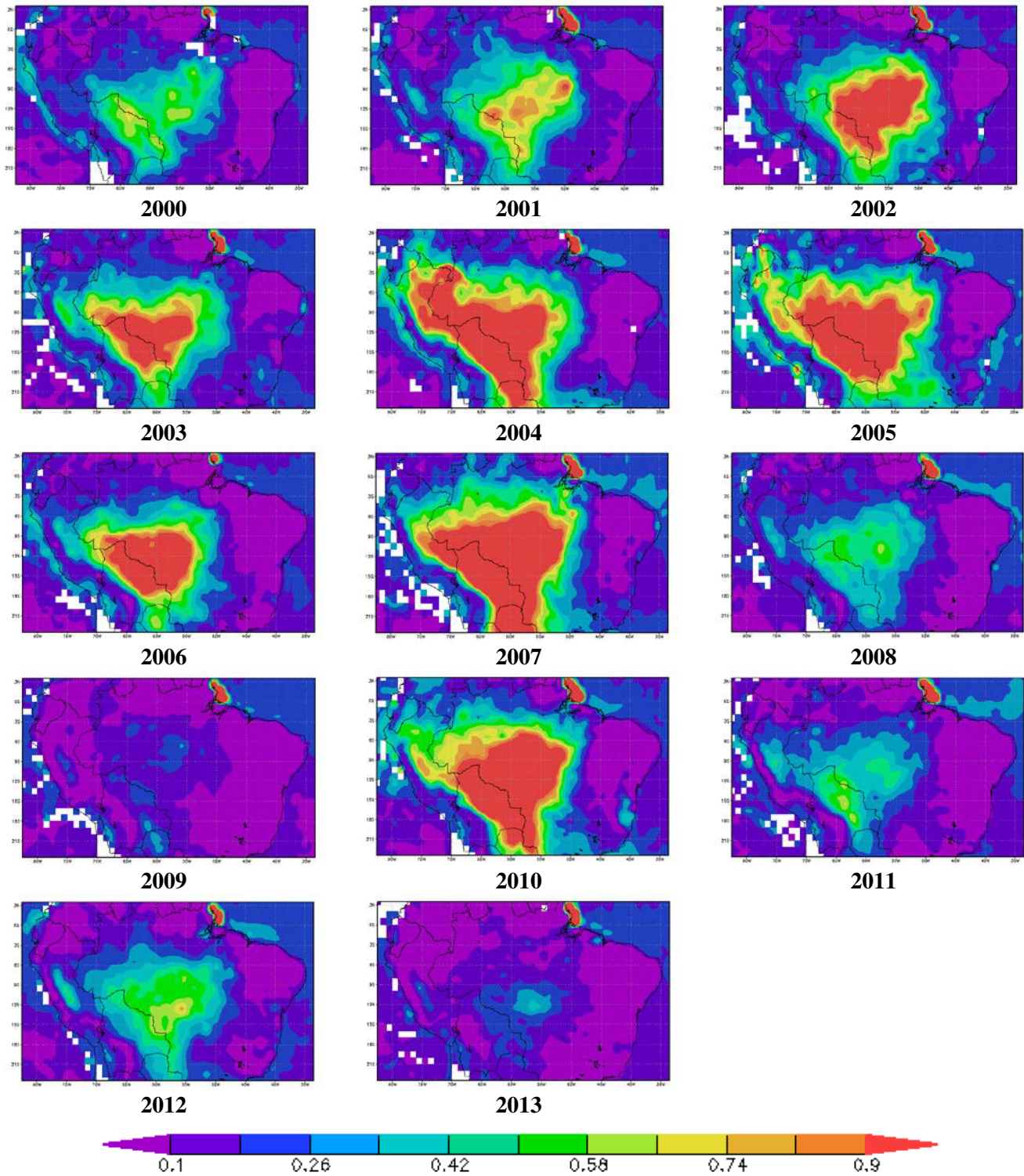


Figura 6.1.- Promedio mensual de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo del satélite TERRA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, de la región de 4°N - 24°S de latitud y 83°W - 33°W de longitud para el mes de septiembre desde el 2000 hasta el 2013.

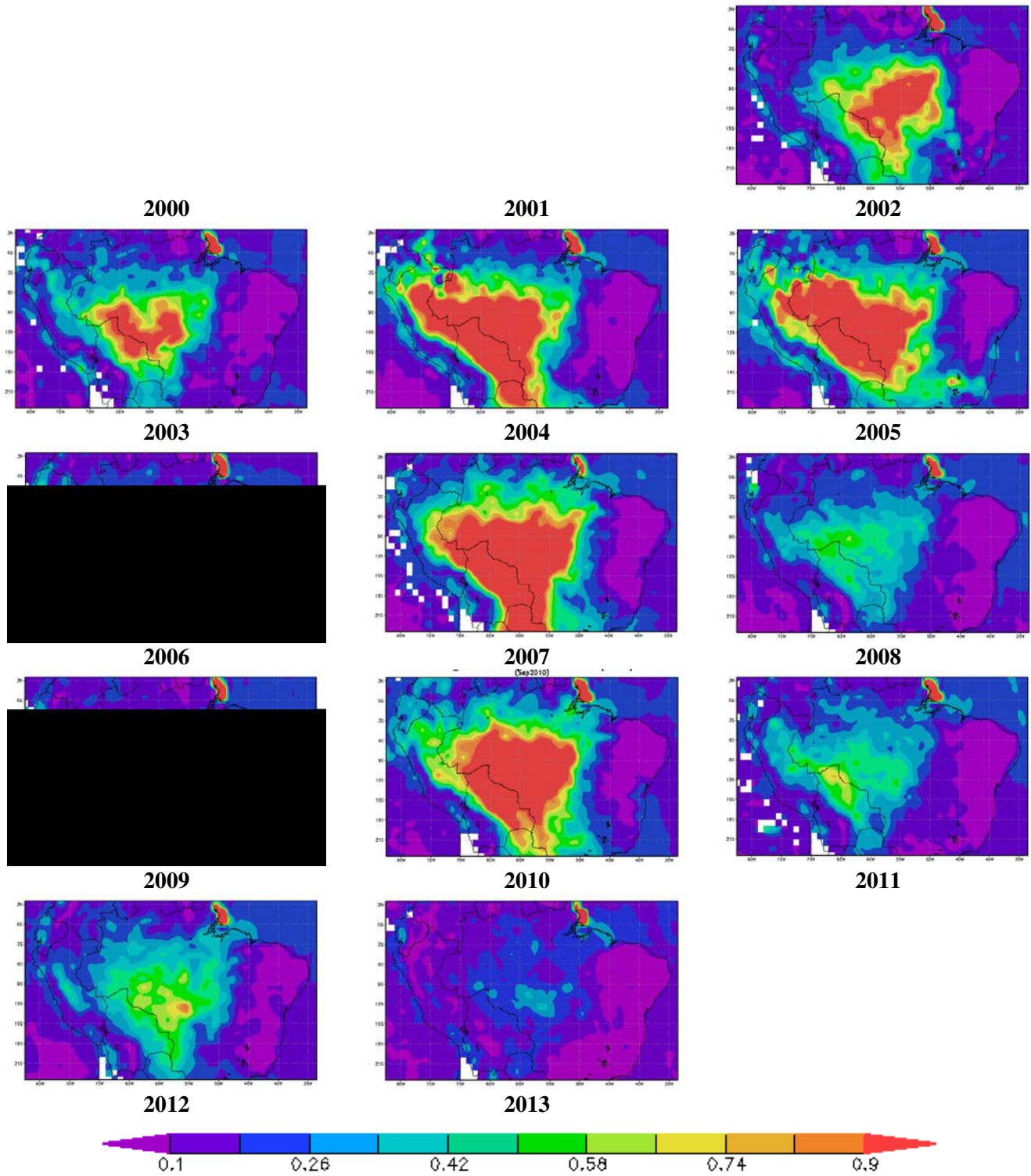


Figura 6.2.- Promedio mensual de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo del satélite AQUA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, de la región de 4°N - 24°S de latitud y 83°W - 33°W de longitud para el mes de septiembre desde el 2002 hasta el 2013.

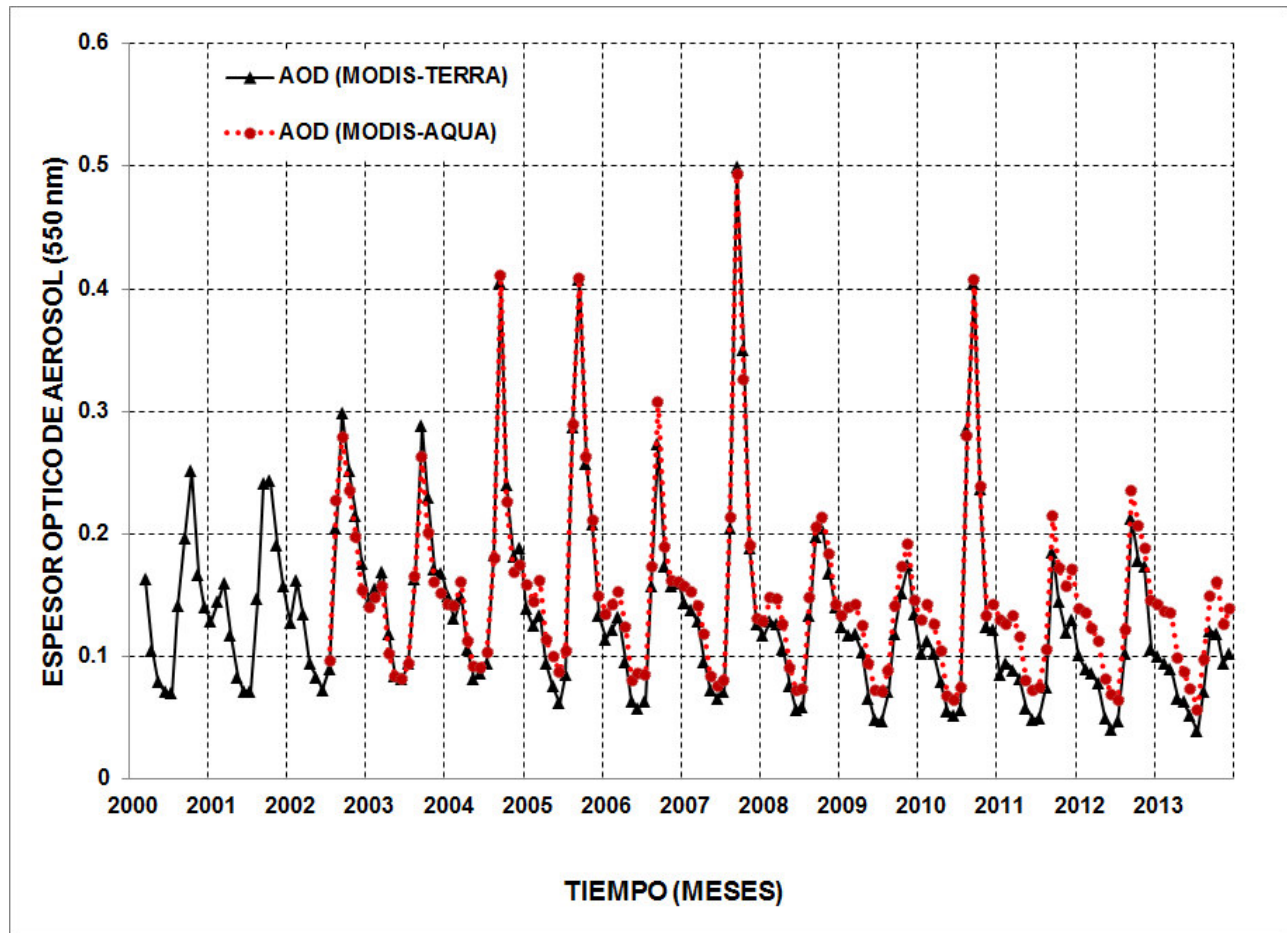


Figura 6.3.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedente del MODIS a bordo de los satélites TERRA y AQUA, con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, de la región de 4°N - 24°S de latitud y 83°W - 33°W de longitud para un periodo de catorce años (2000-2013).

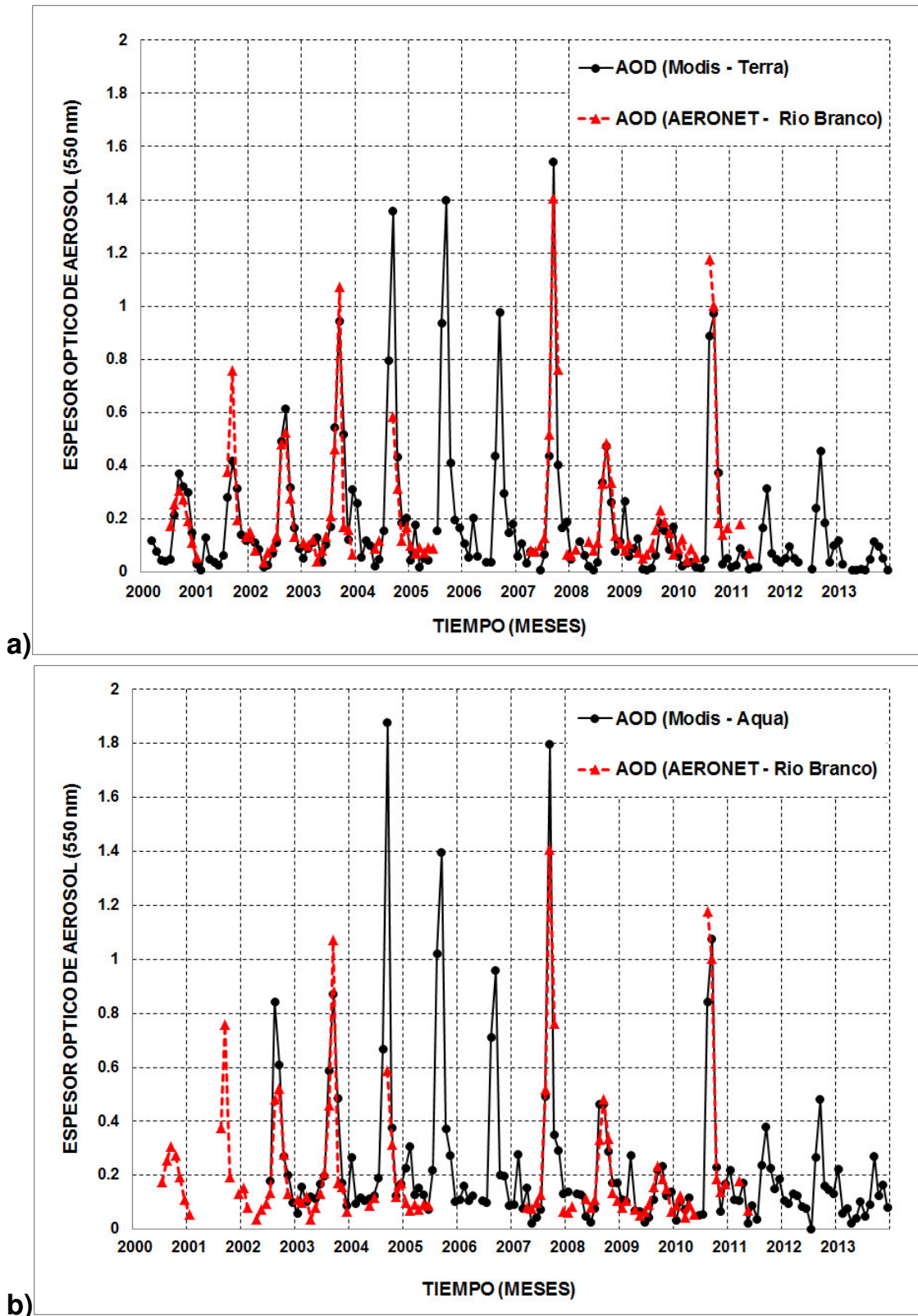


Figura 6.4.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 68°W - 67°W de longitud.

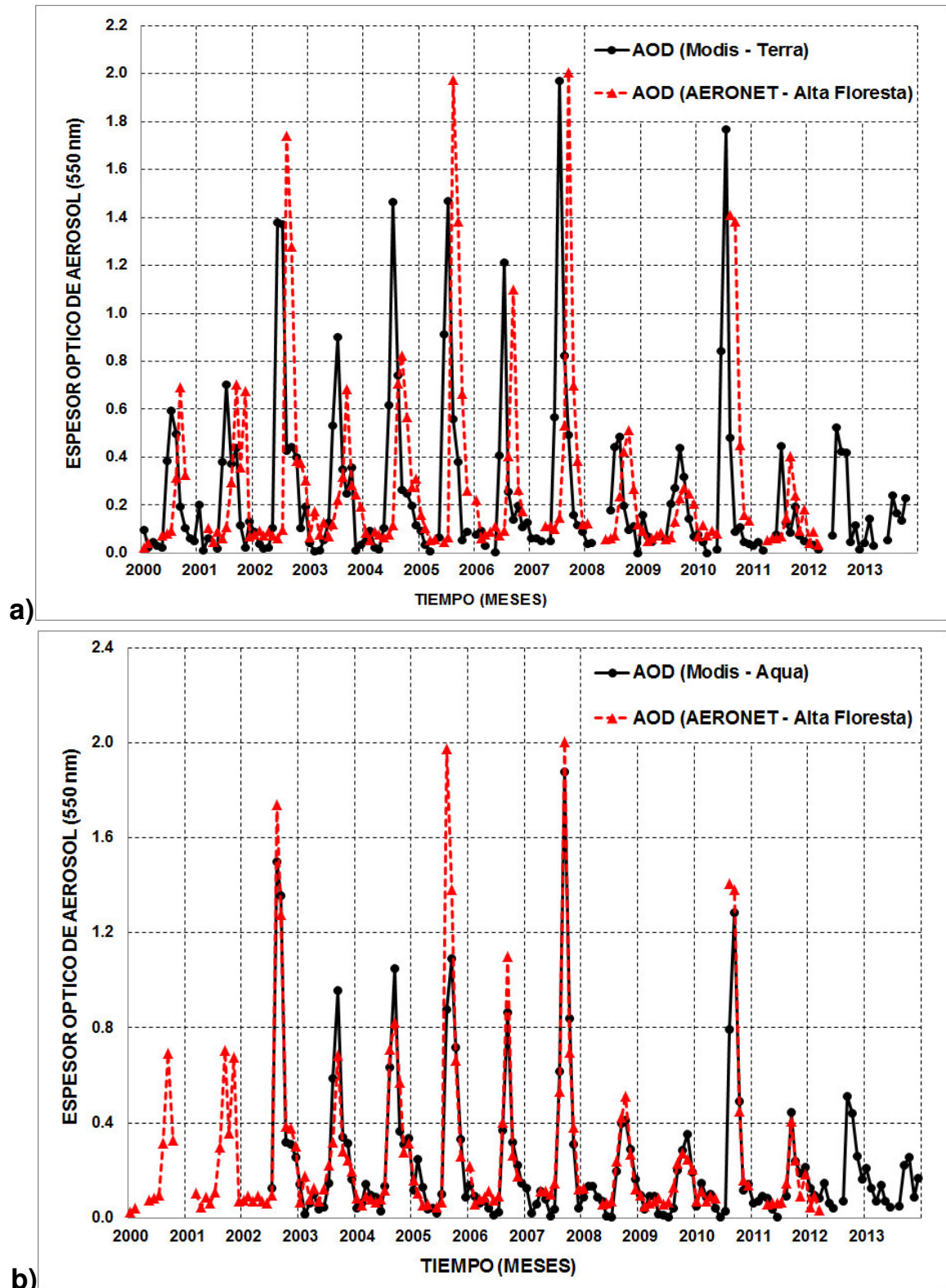


Figura 6.5.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 57°W - 56°W de longitud.

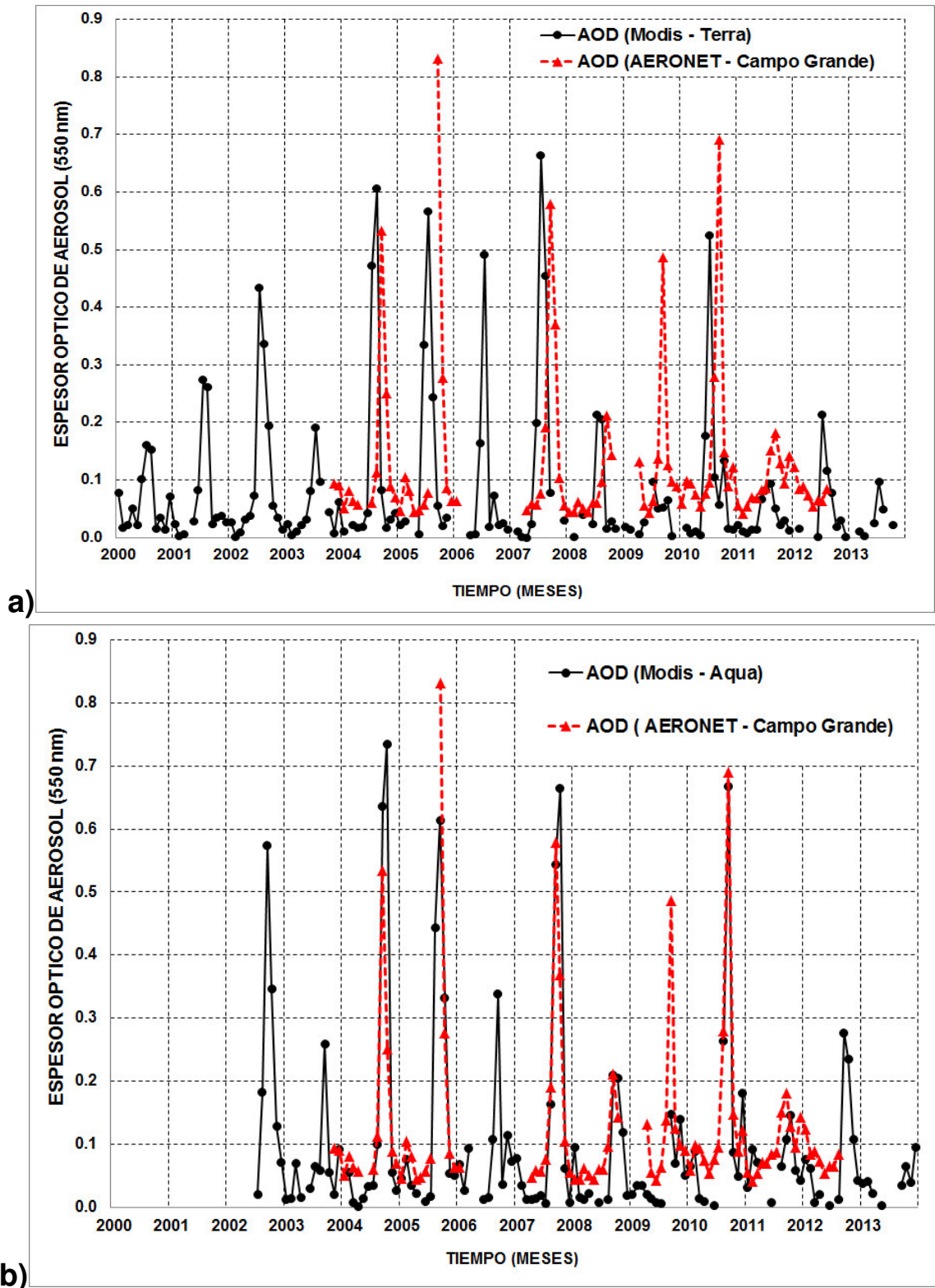


Figura 6.6.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 20°S - 21°S de latitud y 55°W – 54°W de longitud.

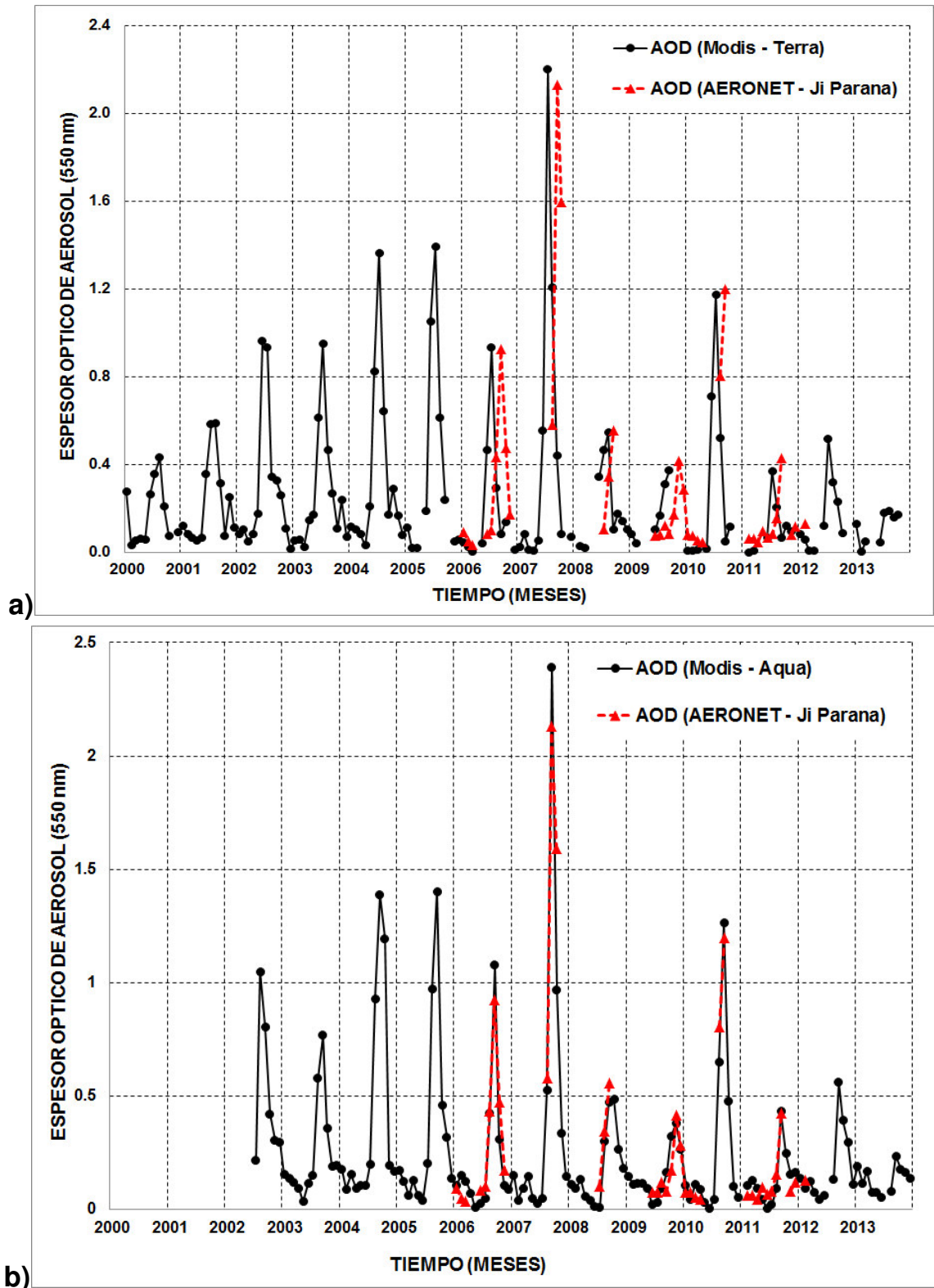


Figura 6.7.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Ji Parana Se (Brasil) (2006-2010) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 10°S - 11°S de latitud y 63°W – 62°W de longitud.

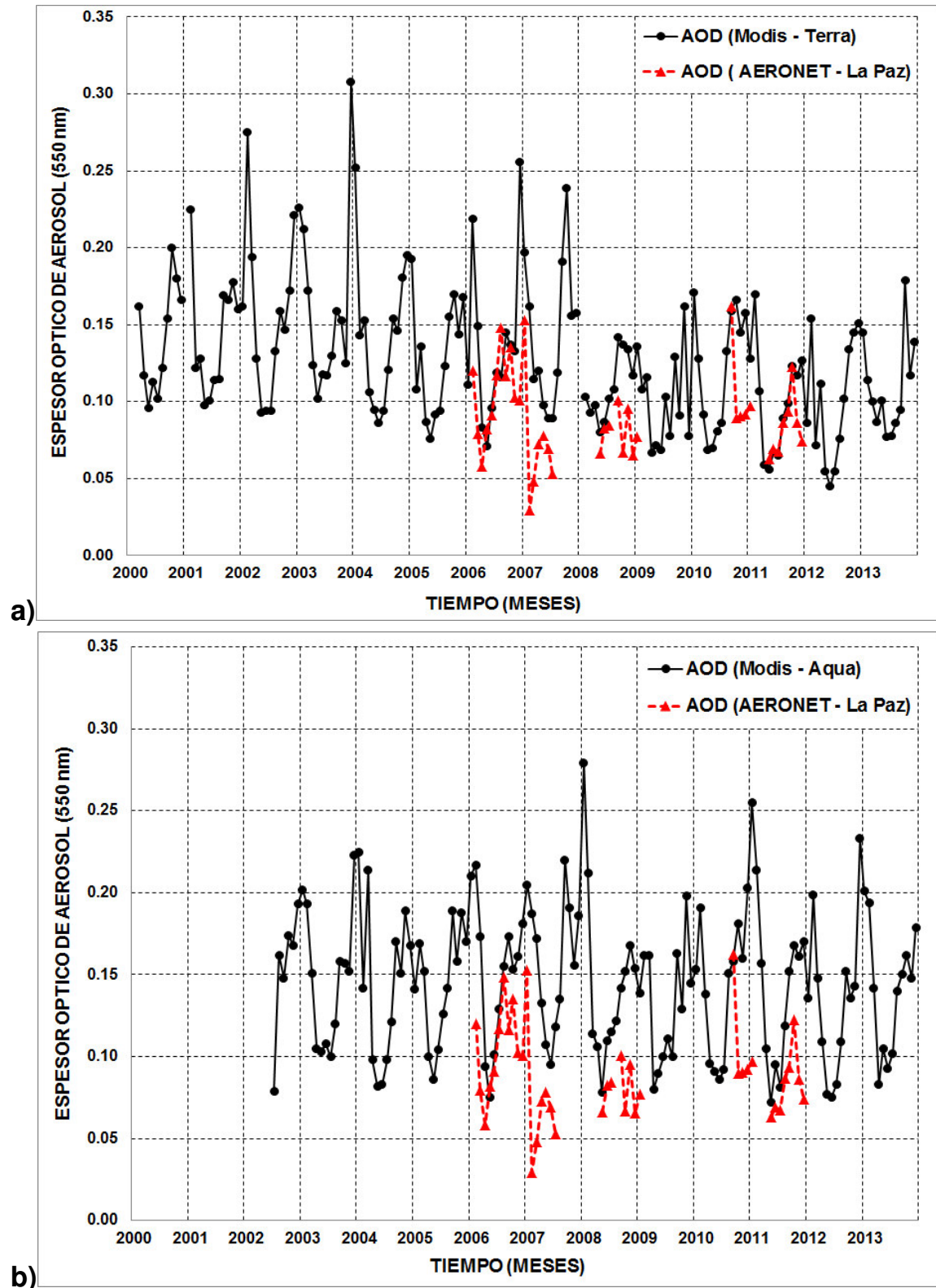


Figura 6.8.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 16°S - 17°S de latitud y 69°W – 68°W de longitud.

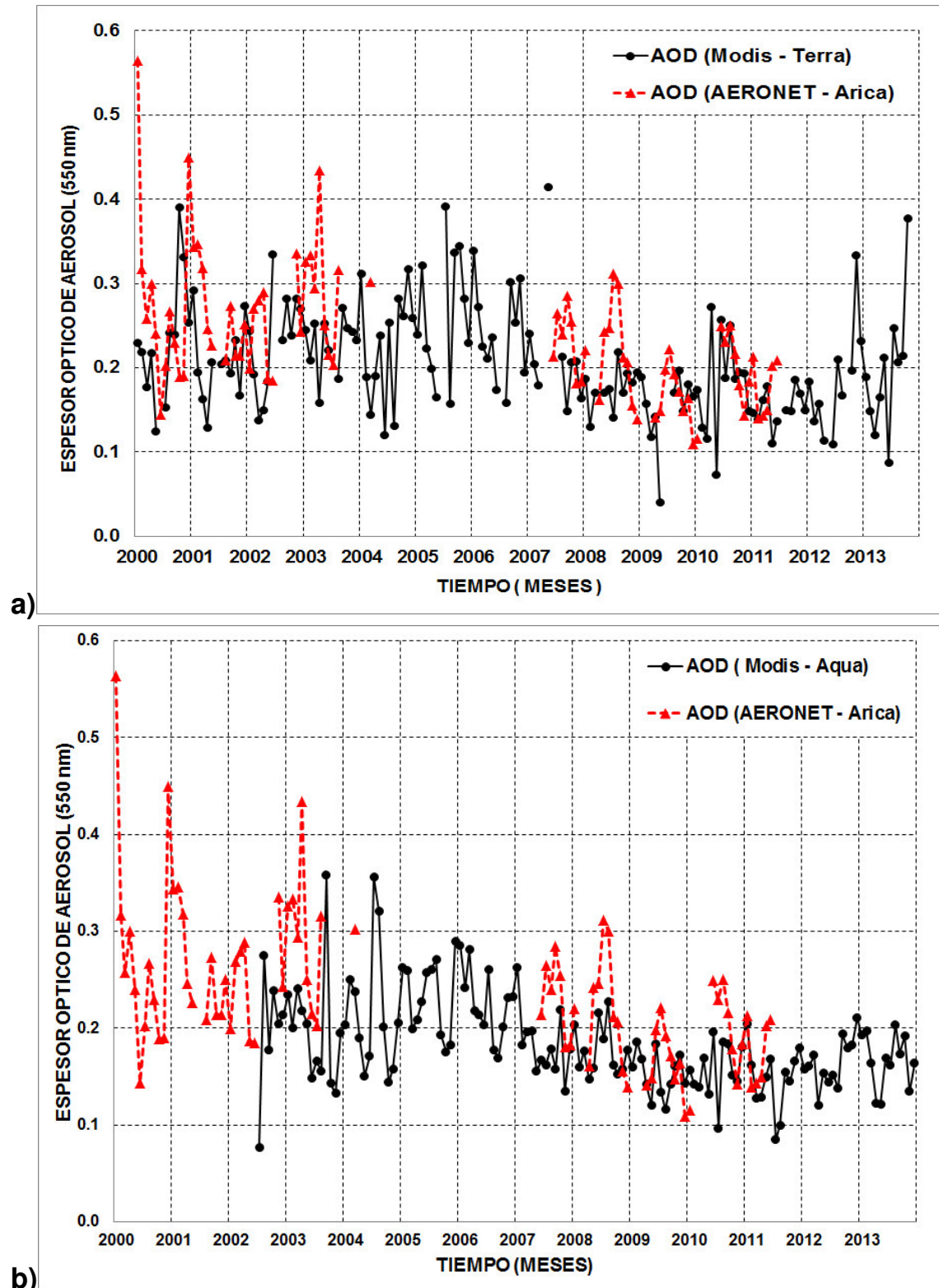


Figura 6.9.- Datos mensuales de la profundidad óptica del aerosol en la longitud de onda de 550 nm, procedentes de la estación AERONET-Arica (Chile) (2000-2011) con datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 18°S - 19°S de latitud y 71°W – 70°W de longitud.

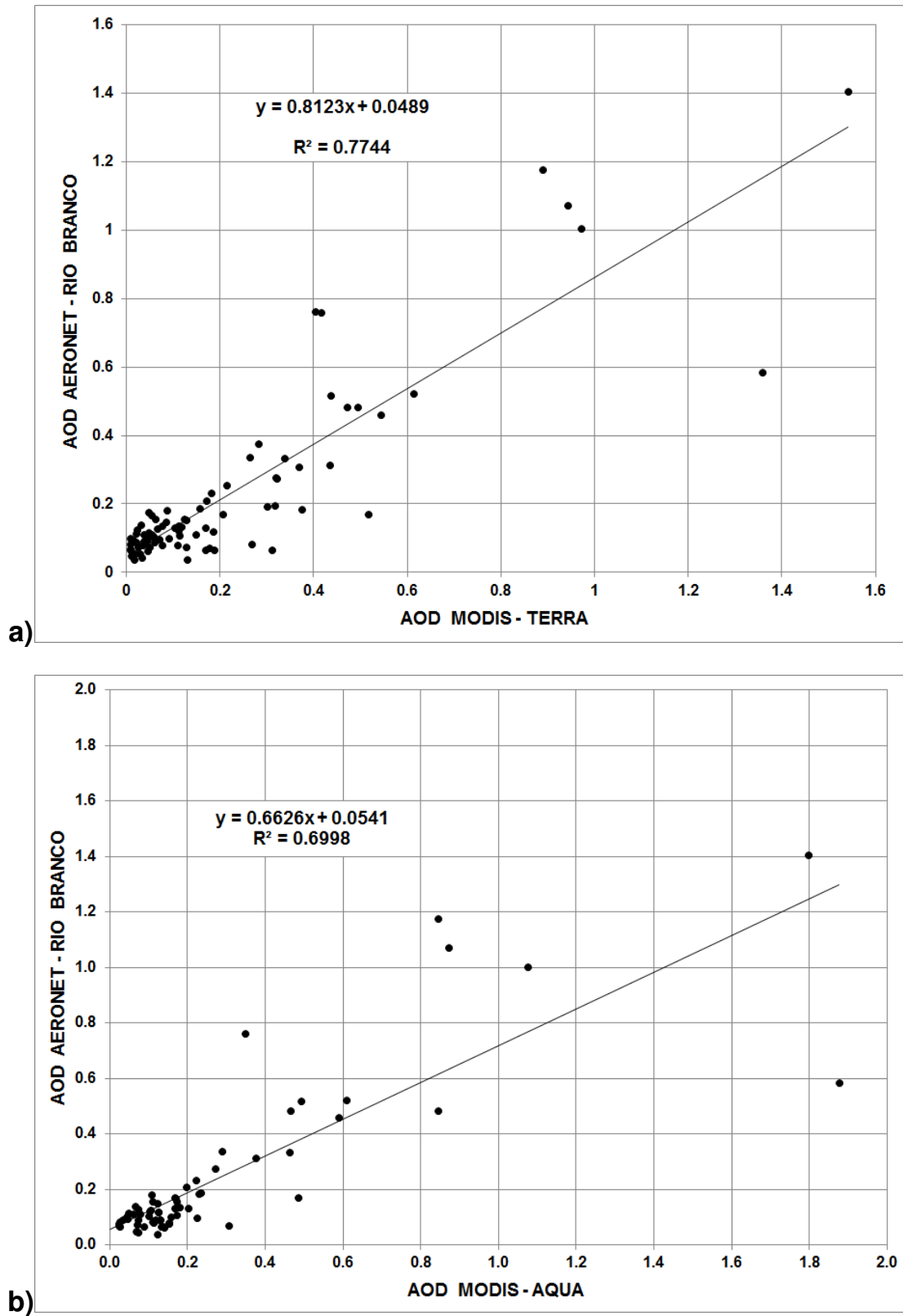


Figura 6.10.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Rio Branco (Brasil) (2000-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 68°W – 67°W de longitud.

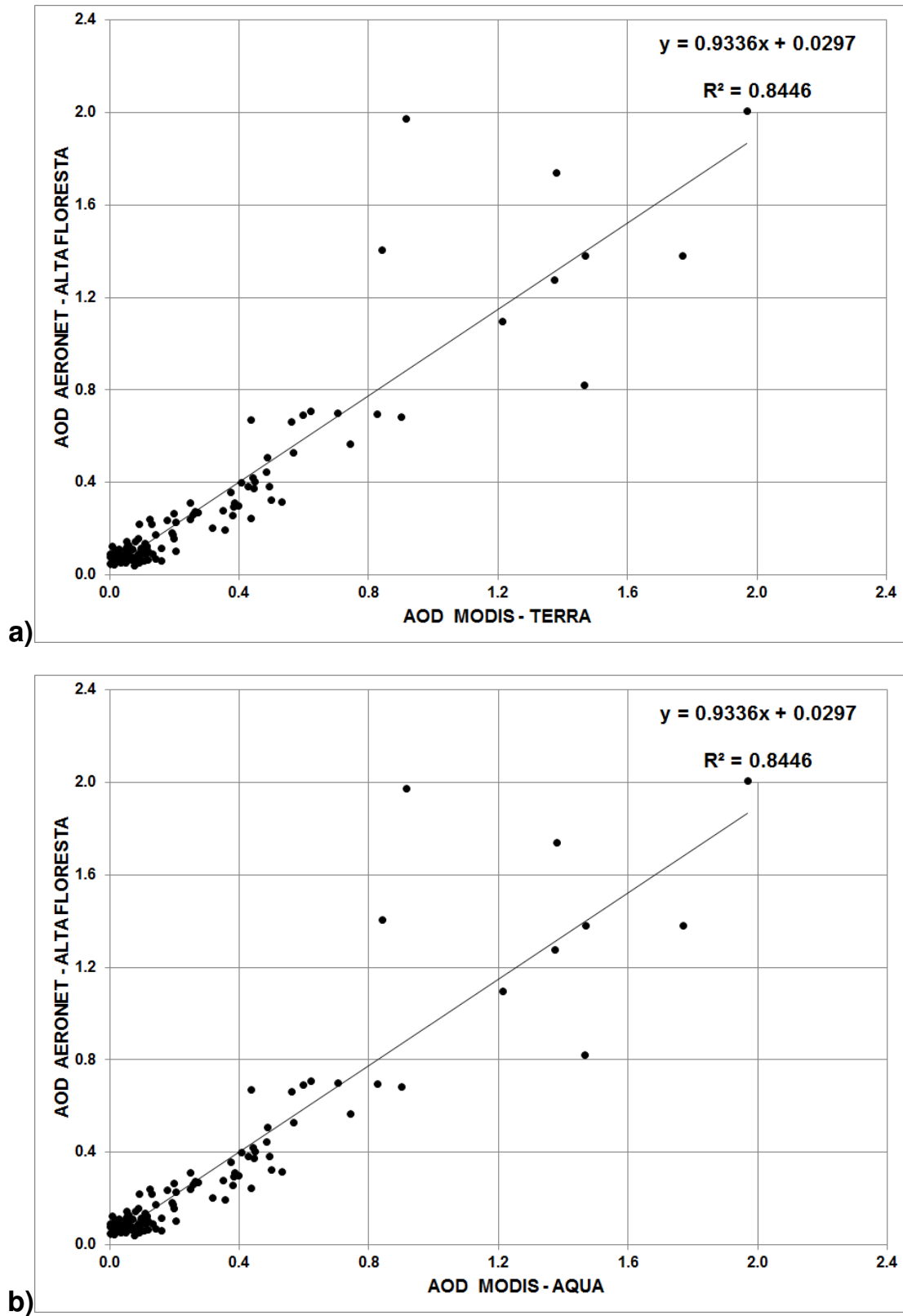


Figura 6.11.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Alta Floresta (Brasil) (2000-2012) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 9°S - 10°S de latitud y 57°W – 56°W de longitud.

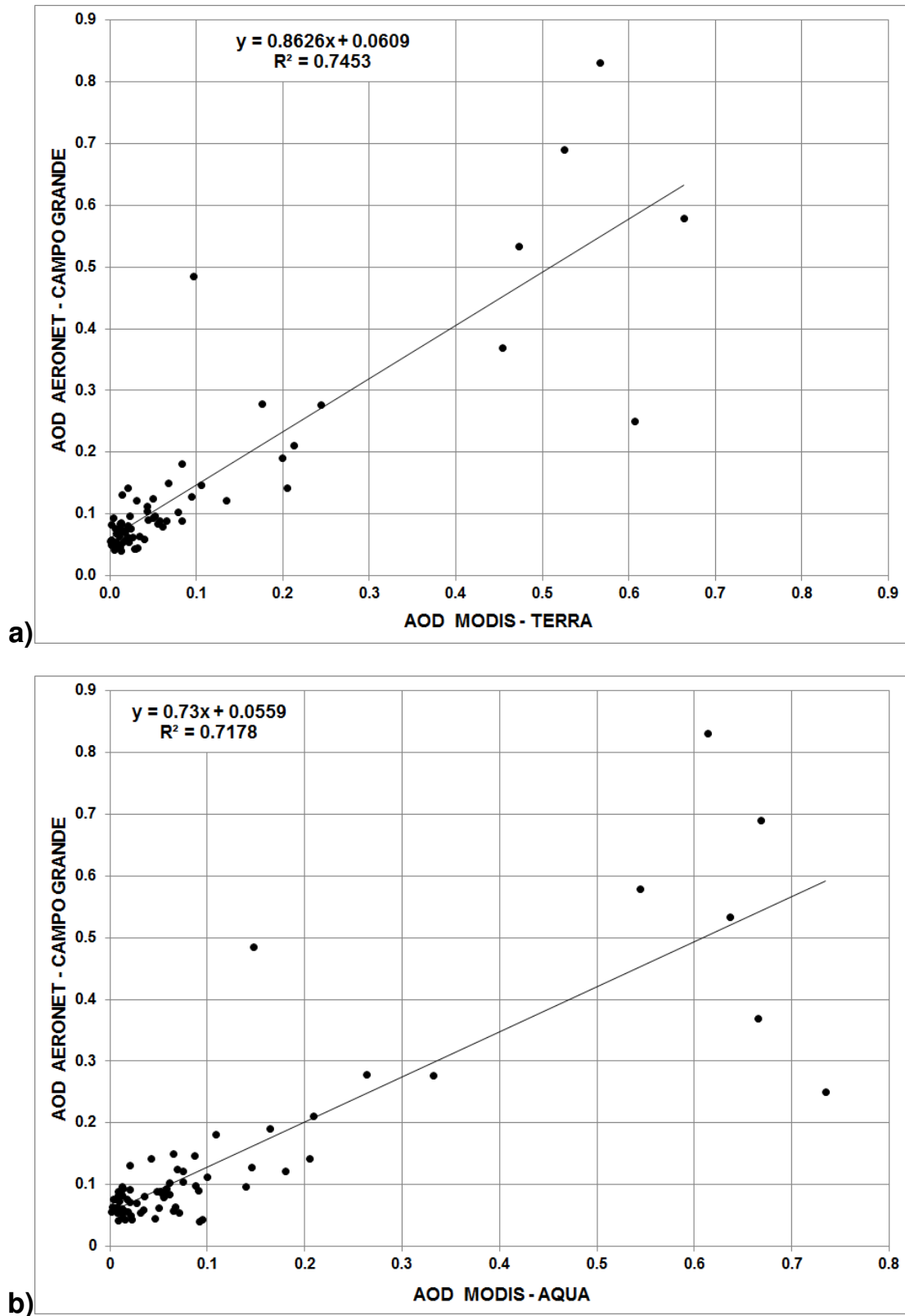


Figura 6.12.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Campo Grande (Brasil) (2003-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 20°S - 21°S de latitud y 55°W - 54°W de longitud.

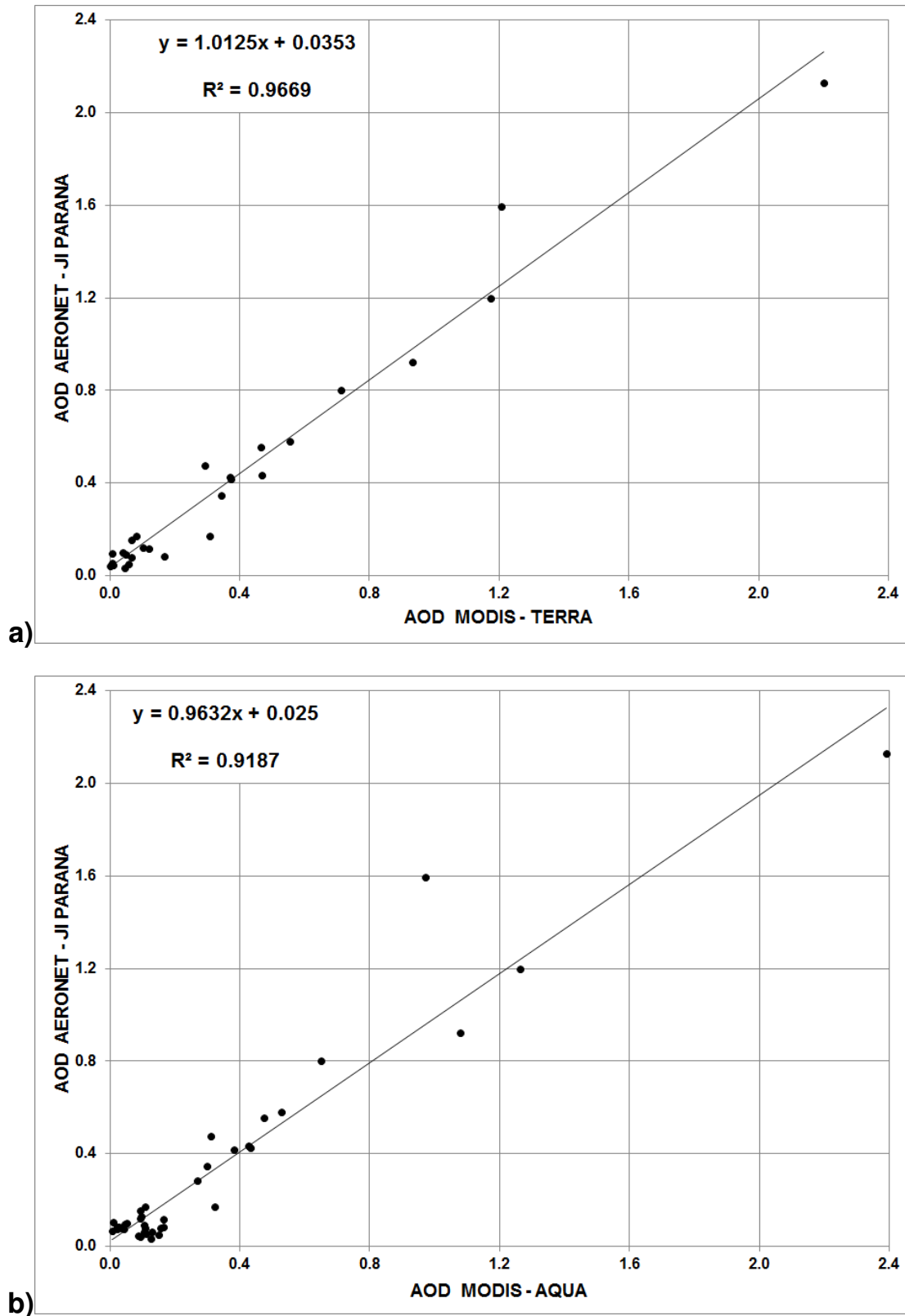


Figura 6.13.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Ji Parana Se (Brasil) (2006-2010) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 10°S - 11°S de latitud y 63°W – 62°W de longitud.

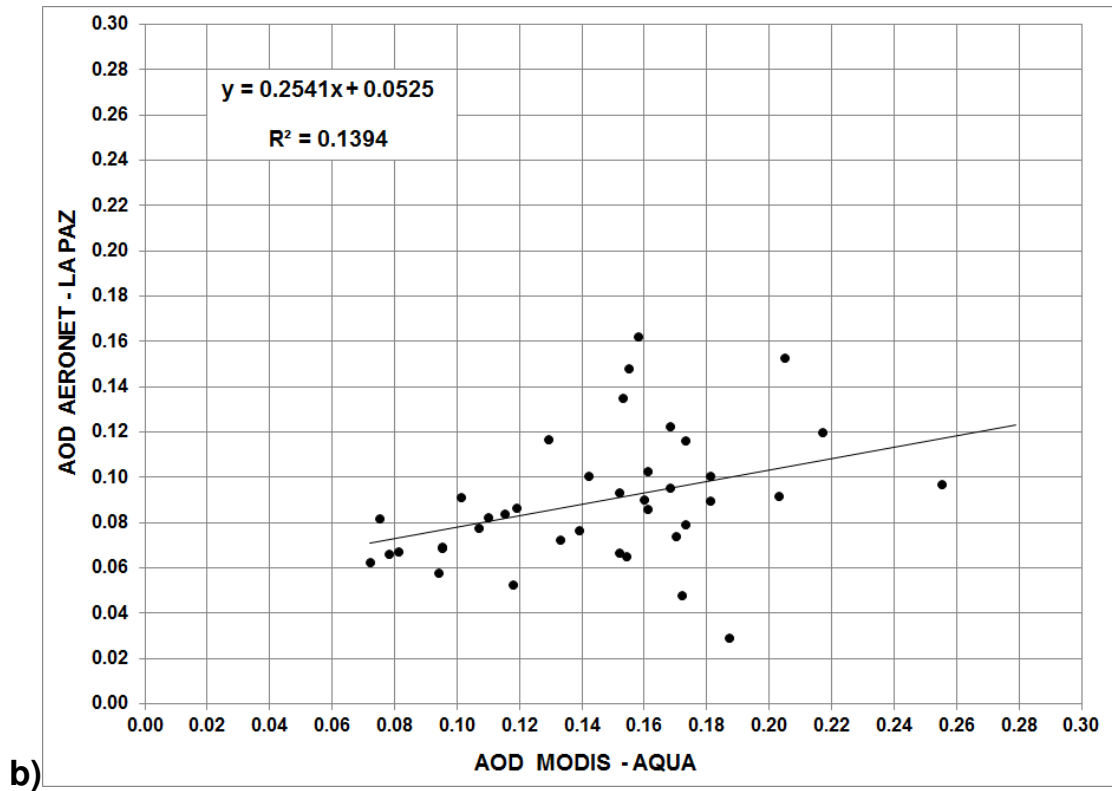
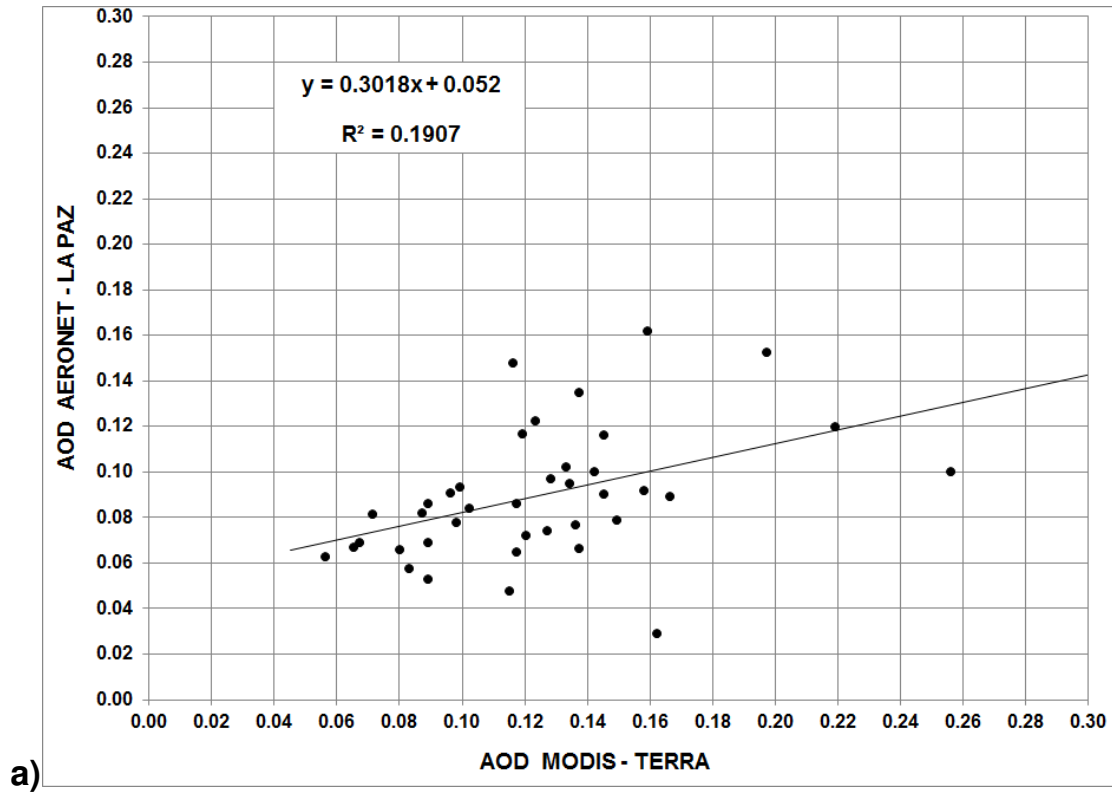


Figura 6.14.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-La Paz (Bolivia) (2006-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 16°S - 17°S de latitud y 69°W – 68°W de longitud.

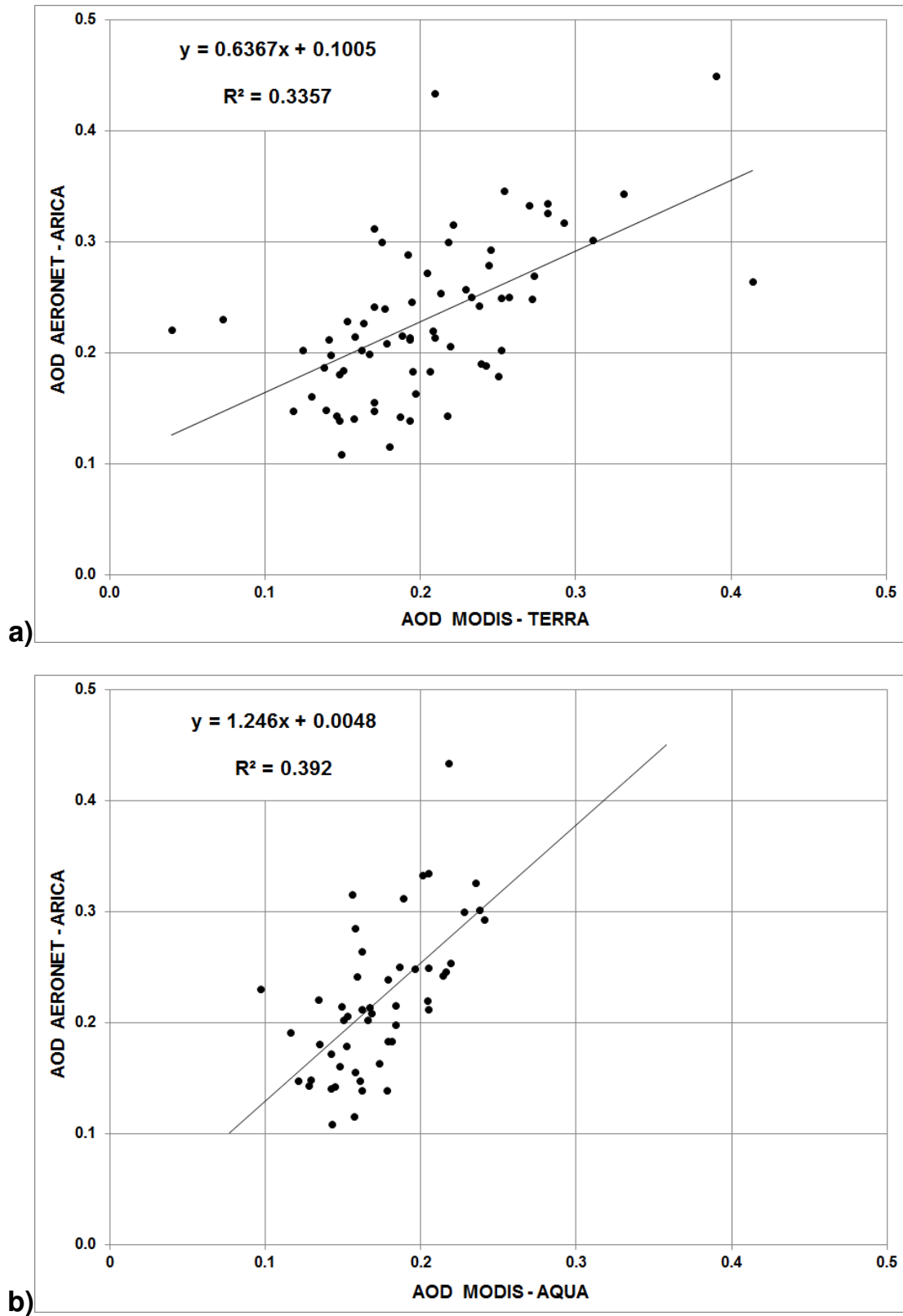


Figura 6.15.- Dispersión de los datos mensuales AOD en la longitud de onda de 550 nm, entre la estación AERONET-Arica (Chile) (2000-2011) y los datos mensuales del a) MODIS-TERRA (2000-2013) y b) MODIS-AQUA (2002-2013), de la región de 18°S - 19°S de latitud y 71°W – 70°W de longitud.

CAPÍTULO V II

CONCLUSIONES

Y

RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

- Las imágenes de AOT procedentes del sensor MODIS (Terra y Aqua) presentan un aumento de concentración del espesor óptico de aerosol en la cuenca amazónica. Este aumento se debe a que en Brasil y Bolivia se detectan cientos de focos de incendios forestales en la temporada seca (agosto-noviembre) y más en el mes de setiembre. Su uso incluye la compensación de tierras agrícolas, la quema de residuos agrícolas, y el cambio de vegetación.
- Los datos AOT de las series de tiempo procedentes del sensor MODIS-Terra muestran una dinámica muy similar a los datos AOT procedente del MODIS-Aqua, teniendo picos máximos AOT cada año entre los meses de agosto a noviembre sienta la temporada seca. Estos picos máximos de AOT es la máxima concentración de aerosol sobre la cuenca amazónica. Esta máxima concentración o aumento de concentración de aerosol coincide con el inicio de incendios por los agricultores en la región amazónica, que es muy común durante la temporada seca, lo que también coincide con la menor capacidad para eliminar los contaminantes de las precipitaciones mínimas y por tanto una mayor probabilidad de que los contaminantes lleguen a mayores distancias.
- Los datos AOT obtenidos por la estación AERONET (Brasil y Bolivia) tienen una dinámica muy similar a los datos procedentes de sensor MODIS (Terra y Aqua), mostrando picos máximos en la temporada seca (agosto-noviembre) y picos mínimos en los meses entre enero a abril, teniendo resoluciones espaciales diferentes. Esta comparación entre dos diferentes métodos de obtener el AOT es consecuencia de los incendios forestales que se realizan en Brasil y Bolivia, que es una fuente muy importante para el origen de los aerosoles en la tropósfera de la cuenca Amazónica.

- Los datos AOT-MODIS, situada en la misma región que la estación AERONET (Arica - Chile), muestran valores mínimos en la estación fría (junio-septiembre). En esta época del año se muestra el menor número de observaciones de MODIS tan a menudo las condiciones nubosas asociadas con perturbaciones de latitud media se producen en el invierno austral (junio a agosto). La señal de MODIS muestra una alta variabilidad en la temporada de verano (noviembre a marzo), lo que puede explicarse por la contaminación de la señal MODIS debido a la presencia frecuente de nubes cirros sobre esta área. Los datos AERONET muestran valores máximos en la estación fría. Los datos AOT-AERONET podría ser oscurecida aunque por la escasez de mediciones en el periodo de frío.

RECOMENDACIONES

- Dentro de un trabajo de tesis tan ambicioso como lo fue este, siempre se desea que haya una mejora continua del mismo; por lo tanto se recomienda a futuros estudiantes que tengan interés en la tesis, la complementación de los estudios del AOT del sensor MODIS con una mejor resolución, 1km, para Perú.
- Una mejor recomendación sería la implementación de un fotómetro en el Perú para poder calcular el AOT y realizar una validación con los datos MODIS, teniendo en cuenta que existen varios fotómetros en América del Sur, excepto en el Perú.
- Otra recomendación sería incluir más modelos matemáticos para obtener el AOT como usa el sensor MODIS y la estación AERONET para varias resoluciones y realizar validaciones entre datos satelitales y datos insitu.

REFERENCIAS

- ADEDOKUN, J.A., W.O. EMOFURIETA y O.A. ADEDEJI, 1989: Physical, mineralogical and chemical properties of harmattan dust at Ile-Ife, Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 40, 161-169.
- AERONET web site: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>.
- ANGSTROM, A., 1929: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geograf. Ann. Deut.*, 11, 156–166.
- ANTOINE, D., & MOREL, A., 1998. Relative importance of multiple scattering by air molecules and aerosols in forming the atmospheric path radiance in the visible and near-infrared parts of the spectrum. *Applied Optics*, 37, 2245–2259.
- ÁVILA, A., I. QUERALT AND M. ALARCÓN, 1997: Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. of Geophys. Res.*, 102, 21977-21996.
- A. DARDES DE ALMEIDA CASTANHO, 2005: Propiedades ópticas das partículas de aerosol e uma nova metodologia para a obtencao de espessura óptica via satélite sobre Sao Paulo, Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Física para obtencao do título de Dourtor em Ciencias.
- BENAVENTE, N. R.; ACUÑA, J. R., 2013. Study of the dynamics of the aerosol optical depth in South America from MODIS images of Terra and Aqua satellites (2000-2012). *Nucleation and Atmospheric Aerosols: 19th International Conference. AIP Conference Proceedings*, Volume 1527. *AIP Conference Proceedings*, Volume 1527, Issue 1, p.625-628, doi: <http://dx.doi.org/10.1063/1.4803349> (4 pages)
- BILAL, M; NICHOL, JE; BLEIWEISS, MP; DUBOIS, D., 2013. A Simplified high resolution MODIS Aerosol Retrieval Algorithm (SARA) for use over mixed surfaces. *REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT*, 136, 135-145.
- BODHAINE, B. A., N. B. WOOD, et al., 1999: On Rayleigh optical depth calculations, *J. Atmos. Ocean. Tech.* 16(11), 1854-1861.
- BOHREN, C. F. y DONALD. R. HUFFMAN, 1983: *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. John Wiley & Sons, USA.
- BOND, T.C. AND R. W. BERGSTROM, 2006: Light Absorption by Carbonaceous Particles: An Investigative Review, *Aerosol Sci Tech.*, 40(1), 27-47.
- C. TOLEDANO, V.E. CACHORRO, R. VERGAZ, A.M. DE FRUTOS, M. SORRIBAS, J.M. VILAPLANA, B. DE LA MORENA, 2004: "Análisis y corrección del falso ciclo diurno

- del espesor óptico de aerosoles: el método KCICLO ", Grupo de Óptica Atmosférica, Universidad de Valladolid, España. 37 ,49 – 60
- CADLE, R.D., 1976: Particle in the atmosphere and space, Reinhold Publication, New York, USA.
- CAQUINEAU, S., A. GAUDICHET, L. GOMES, M.C. MAGONTHIER y B. CHATENET, 1998: Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil delivered aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 983-986.
- CHANDRESEKHAR, S., 1950: Radiative Transfer, Clarendon Press, London.
- CHEN, L.W.A., B.G. DODDRIDGE, R.R. DICKERSON, J.C. CHOW, y R.C. HENRY, 2002: Origins of fine aerosol mass in the Baltimore–Washington corridor: implications from observation, factor analysis, and ensemble air parcel back trajectories. *Atmos. Environ.*, 36(28), 4541–4554.
- CHU, D. A., Y. J. KAUFMAN, et al., 2002: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land, *Geophys. Res. Lett.* 29(12): art. no.-1617.
- CLIMA Y RADIACION (<http://climate.gsfc.nasa.gov>).
- DIAZ, A., 2005/06: Caracterización de los aerosoles atmosféricos y su influencia en los niveles de radiación UV en la región de Canarias. Tesis de Doctorado en la Atmósfera. Universidad La Laguna – España.
- DÍAZ GONZALES J., 1999: Propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos en la región de canarias, Universidad de la Laguna – España.
- DICKERSON, R.R., S. KONDRAGUNTA, G. STENCHIKOV, K.L. CIVEROLO, B.G. DODDRIDGE, y B.N. HOLBEN, 1997: The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science*, 278, 5339, 827–830.
- DINER, D.J., L. DI GIROLAMO et al., 2007: Preface to the MISR Special Issue. *Rem. Sens. Environ.*, 107(1–2): 1.
- DUBOVIK, O., et al., 2000: Accuracy assessments of aerosol optical properties derived from Aerosol Robotic Network (AERONET): Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, p. 9791-9806.
- DUBOVIK, O., B. N. HOLBEN, et al., 2002a: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, 59(3), 590–608.
- DUBOVIK, O., B.N. HOLBEN et al., 2002b: Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10): art. no.-1415.

- DUBOVIK, O., A. SINYUK, T. LAPYONOK, B.N. HOLBEN, M. MISHCHENKO, P. YANG, T.F. ECK, H. VOLTEN, O. MUNOZ, B. VEIHELMANN, W.T. VAN DER ZANDER, M. SOROKIN, y I. SLUTSKER, 2006: Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.*, 111(D11208), doi:10.1029/2005JD006619.
- DUTTON, E. G., P. REDDY, S. RYAN, y J. J. DELUISI, 1994: Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982-1992, *J. Geophys. Res.*, 99, 8295-8306.
- ECK, T.F., B.N. HOLBEN et al., 1999: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.*, 104(D24), 31333–31349.
- EPA, 1996: Air Quality Criteria for Particulate Matter. EPA. Vol. 1. EE.UU.
- ESTEVE A., 2011: Estudio de los aerosoles atmosféricos en valencia mediante medidas del nefelómetro de integración. Tesis Doctoral. Departament de Física de la Terra I Termodinàmica Universitat de València
- EXPÓSITO F.J. G., 1999: Determinación del espesor óptico de aerosoles mediante técnicas de teledetección en la región de Canarias, tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias Físicas.
- GAO, B.-C., Y.J. KAUFMAN, D. TANRÉ y R.-R. LI, 2002: Distinguishing tropospheric aerosols from thin cirrus clouds for improved aerosol retrievals using the ratio of 1.38- μm and 1.24- μm channels. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1890, doi:10.1029/2002GL015475.
- GATEBE, C. K., et al., 2001: Sensitivity of off-nadir zenith angles to correlation between visible and near-infrared reflectance for use in remote sensing of aerosol over land, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(4), pp. 805-819.
- GIOVANNI, 2010 (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>).
- GLACCUM, R.A. y J.M. PROSPERO, 1980: Saharan aerosols over the tropical North Atlantic Mineralogy. *Mar. Geol.*, 37, 295-321.
- GOODY, R. M. y Y. L. 1989: Atmospheric Radiation – Theoretical Basis (segunda edición). Oxford University Press, New York.
- GORDON, H. R., & WANG, M., 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33, 443–452.

- HERMAN, M., J. DEUZE, C. DEVAUX, P. GOLOUB, F. BREON, y D. TANRÉ, 1997: Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17039–17049.
- HIGURASHI, A. y T. NAKAJIMA, 1999: Development of a two channel aerosol retrieval algorithm on global scale using NOAA/AVHRR. *J. Atmos. Sci.*, 56, 924–941.
- HOLBEN, B. N., T. F. ECK, et al. 1998: AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.* 66(1), 1-16.
- HUSAR, R.J., PROSPERO, y L. STOWE, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16889–16909.
- ICHOKU, C., D.A. CHU et al., 2002: A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products, *Geophys. Res. Lett.*, 29(12): art. no.-1616.
- JAENICKE, R., 1980: “Natural Aerosols”, en *Aerosols: Anthropogenic and Natural, Sources and Transport*. Kneip, T.J. and Lioy, P.J eds. The New York Academy of Sciences, 338. New York, EE.UU. pp 317-329.
- JUNGE, C.E., 1969: Chemical properties of CCN, *Proceedings of the International Conference on condensation and ice nuclei*, 31-33, Praga y Viena, Checoslovaquia, Academia de Ciencias.
- KAHN, R., B. GAITLEY, J. MARTONCHIK, D. DINER, K. CREAN, y B. HOLBEN, 2005: Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on two years of coincident AERONET observations. *J. Geophys. Res.*, 110(D10), doi: jd004706R.
- KARNIELI, A., Y. J. KAUFMAN, L. A. REMER, y A. WALD, 2001: AFRI-aerosol free vegetation index, *Remote Sens. Environ.*, 77(1), pp.1-21
- KAUFMAN, Y. J., L. A. REMER, 1994: Detection of Forests Using Mid-Ir Reflectance - an Application for Aerosol Studies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 32, 3, 672-683.
- KAUFMAN, Y.J., D. TANRÉ et al., 1997a: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17051–17067.
- KAUFMAN, Y.J., N. GOBRON, B. PINTY, J.L. WIDLOWSKI y M.M. VERSTRAETE, 2002: Relationship between surface reflectance in the visible and mid-IR used in MODIS aerosol algorithm – theory, *Geophys. Res. Lett.*, 29(18), art. no.-2116.

- KELLEY, C. T., 1995. Iterative methods for linear and nonlinear equations. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- KING, M.D., Y.J. KAUFMAN, W.P. MENZEL, y D. TANRÉ, 1992: Remote-sensing of cloud, aerosol, and water vapor from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens., 30(1), 2–27.
- KING, M.D., Y.J. KAUFMAN, D. TANRE, y T. NAKAJIMA, 1999: Remote sensing of tropospheric aerosols from space: past, present, and future, Bull. Am. Met. Soc., 80(10), 2229–2259.
- KOKHANOVSKY A. A., 2008: Aerosol Optics Light Absorption and Scattering by Particles in the Atmosphere, SPRINGER–PRAXIS BOOKS IN ENVIRONMENTAL SCIENCES, chichester, UK, 1-2.
- KOKHANOVSKY, A.A., G. DE LEEUW, 2009: Satellite Aerosol Remote Sensing Over Land, SPRINGER–PRAXIS BOOKS IN ENVIRONMENTAL SCIENCES, chichester, UK, pp 25-26.
- KONDRATYEV K. YA, IVLEV L. S., KRAPIVIN V. F. y VAROTSOS. C. A. 2006: Atmospheric Aerosol Properties. Formation, Processes and Impacts.
- LADO-BORDOWSKY, O., & NAOUR, I., 1997. Optical paths involved in determining the scattering angle for the scattering algorithm developed in LOWTRAN7. International Journal of Infrared and Millimeter Waves, 18, 1689–1696.
- LEVY R. C., 2007: Retrieval of Tropospheric Aerosol Properties over Land from Inversion of visible and Near-Infrared spectral reflectance: Application over Maryland. Doctor of Philosophy.
- LEVY, R.C., L.A. REMER, D. TANRE', Y.J. KAUFMAN, C. ICHOKU, B.N. HOLBEN, J.M. LIVINGSTON, P.B. RUSSELL, y H. MARING, 2003: Evaluation of the MODIS retrievals of dust aerosol over the ocean during PRIDE. J. Geophys. Res., 108(D14), 10.1029/2002JD002460.
- LEVY, R.C., L.A. REMER, D. TANRE', S. MATTOO, E. F. VERMOTE, y Y.J. KAUFMAN, 2007: Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. Journal of geophysical research. Vol 112, D13211, 10.1029/2006JD007811.
- LI, R.R., L. REMER et al., 2005: Snow and ice mask for the MODIS aerosol products. IEEE Geo. and Rem. Sens. Lett., 2(3), 306–310.
- LIANG, S., 2005. Quantitative remote sensing of land surfaces. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc.

- LYAPUSIN, A. I., 2001: Three-dimensional effects in the remote sensing of surface albedo, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(2), pp. 254-263.
- LIU K., 1980: An introduction to atmospheric radiation. International Geophysics series, Academic Press, San Diego, CA, USA.
- LIU, K. N., 2002: An Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition, 348 Academic, USA.
- LUDWING, J.H., G.B. MORGAN y T.B. MCMULLEN, 1971: Man's impact on the climate, MIT Press, Cambridge, Massachussets, USA.
- MAGE, D., G. OZOLINS, P. PETERSON, A. WEBSTER, R. ORTHOFRJ, V. VANDEWEERDS, E M. GWYNNET, 1996: Urban air pollution in megacities of the world. *Atmospheric Environment*, vol. 30(5), p. 68 1486.
- MARTINS, J.V., D. TANRE', L.A. REMER, Y.J. KAUFMAN, S. MATTOO, y R. LEVY, 2002: MODIS Cloud screening for remote sensing of aerosol over oceans using spatial variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), 10.1029/2001GL013252.
- MAST-MODIS Aerosol Science Team, 2006: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD): Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol from MODIS, available from http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2.
- MIE, G., 1908: A contribution to the optics of turbid media: Special colloidal metal solutions (in German: Beitrage zur Optik trüber Medien speziell kolloidaler Metallösungen). *Ann. Phys.* 25: 377-445.
- MIMS, F.M., B.N. HOLBEN, T.F. ECK, B.C. MONTGOMERY, y W.B. GRANT, 1997: Smoky skies, mosquitoes, and disease, *Science*, 276 (5320), 1774-1775.
- MODIS: (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>).
- MOLINA, M.J., L. T. MOLINA. Critical Review, 2004: Megacities and Atmospheric Pollution. *Journal of the Air and Waste Management Association*, vol. 54(6).
- NAKAJIMA, T., y M.D. KING, 1990: Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory, *J. Atmos. Sci.*, 47, 1878–1893.
- NAKAJIMA, T., G. TONNA, R.Z. RAO, P. BOI, Y. KAUFMAN, y B. HOLBEN, 1996: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Optics*, 35,(15), 2672– 2686.
- NASA, 2007: (<http://earthobservatory.nasa.gov>)

- OYANADEL, A., PAINEMAL, D., LÉON, J-F., CHIAPELLO, I., GALLARDO, L., 2006: Aerosol Loading Over Santiago De Chile (33°3's 70°5'w, 500 M.A.S.L.): A Comparison Between Satellite And In Situ Measurements. INPE vol. (8) p. 149-155.
- O'NEILL, C. PIETRAS, R. T. PINKER, K. VOSS, y G. ZIBORDI, 2001: An emerging ground based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Geophys. Res. Lett.*, 106, 12067-12097.
- O'NEILL, N.T., ECK, T.F., SMIRNOV, A., HOLBEN, B.N. y THULASIRAMAN, S., 2003: Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JD002975.
- OTERO L. A., RISTORI P. R., FOCHE SATTO G. J., QUEL E. J., HOLBEN B., 1999: Estadística de la evolución de los aerosoles medidos en las estaciones de la red Aeronet en argentina desde 1999.
- OWEN B. TOON, 2000: Atmospheric science - How pollution suppresses rain, *Science*, 287 (5459), 1763.
- PODZIMEK, J., J.B. HABERL y W.A. SEDLACEK, 1975: Stratospheric particles, Conference on climate impact assessment, Cambridge, Massachussets, USA.
- PROSPERO, J.M. Y T.N. CARLSON, 1972: Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 77, 5225-5265.
- RAGHAVA R. KOMMALAPATI y KALLIAT T. VALSARAJ, 2009: Atmospheric Aerosols and their Importance. Division of Environmental Chemistry, American Chemical Society. vol. 1005.p. 1-10.
- RAHMAN, H., PINTY, B., & VERSTRAETE, M. M., 1993. Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model: 2. Semiempirical surface model usable with NOAA advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 98(11), 20791–20801.
- REMER, L. A., et al., 2001: Angular and seasonal variation of spectral Surface reflectance ratios: Implications for the remote sensing of aerosol over land, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(2), pp.275-283.
- REMER, L.A., D. TANRE, Y.J. KAUFMAN, C. ICHOKU, S. MATTOO, R. LEVY, D.A. CHU, B.N. HOLBEN, O. DUBOVIK, A. SMIRNOV, J.V. MARTINS, R.-R. LI, y Z. AHMAD, 2002: Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean. *Geophys Res. Lett.*, 29, doi: 10.1029/2001GL013204.

- REMER, L. A., Y. J. KAUFMAN, et al., 2005: The MODIS aerosol algorithm, products, and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62(4), 947-973.
- RYBICKI G. B., y LIGHTMAN A. P., 1985: *Radiative Processes in Astrophysics*. Harvard – Smithsonian Center for Astrophysics.
- ROJAS J. A., 1997: *Modelo Físico de la radiación solar aplicado a España mediante imágenes de satélite*. Tesis Doctorado en Ciencias Físicas. Departamento de Física Aplicada I, Universidad de Valladolid.
- ROSENFELD, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287 (5459), 1793-1796.
- SALOMONSON, V.V., W.L. BARNES, P.W. MAYMON, H.E. MONTGOMERY y H. OSTROW, 1989: MODIS- advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 27 (2), 145-153.
- SAMET, J. M., F. DOMINICI, F. C. CURRIERO, I. COURSAC y S. L. ZEGER, 2000: Fine particulate air pollution and mortality in 20 US Cities, 1987-1994. *N. Engl. J. Med.*, 343, 24, 1742-1749.
- SÁNCHEZ OLIVEROS, C., 2000: *Estimation of aerosol optical properties from sky radiance measurements*, Doctoral Thesis, University of Granada.
- SCHUTZ, L. y M. SEBERT, 1987: Mineral aerosols and source identification. *Aerosol Science*, 18, 1-10.
- SEINFELD, J.H., y S.N. PANDIS, 1998: *Atmospheric chemistry and physics: From air Pollution to climate change*, xxvii, 1326 pp., John Wiley, New York.
- SEINFELD J. H. y S. N. PANDIS, 2006: *Atmospheric chemistry and physics: From Air pollution to Climate Change*. 2nd ed. California, USA pp 350-352.
- SMIRNOV, A., B.N. HOLBEN, T.F. ECK, O. DUBOVIK, y I. SLUTSKER, 2000: Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sens. Environ.*, 73(3), 337–349.
- STOWE, L.A., IGNATOV, y R. SINGH, 1997: Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16923–16934.
- SUÁREZ L., CASTILLO L., MARÍN M., CARILLO G., RIMAC L., POMALAYA J., MENACHO R., 2006: *Estudio de la variación estacional de ozono troposférico y aerosoles del Perú*

- relacionado a las quemadas de vegetación en la Amazonía. Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Instituto de Investigación para el Desarrollo Tecnológico- ININTEC- Huancayo- Perú.
- TANRE', D., M. HERMON, y Y.J. KAUFMAN, 1996: Information on aerosol size distribution contained in solar reflectance spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 101(D14), 19043–19060.
- TANRE', D., Y.J. KAUFMAN et al., 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/ EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16971–16988.
- THOMAS, G.E., y K. STAMNES, 1999: Radiative transfer in the atmosphere and ocean, Cambridge University Press, New York, 517 pp.
- TORRES, O., P.K. BHARTIA, J.R. HERMAN, Z. AHMAD, y J. GLEASON, 1998: Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: theoretical bases. *J. Geophys. Res.*, 103, 17009–17110.
- TORRES, O., P.K. BHARTIA, J.R. HERMAN, A. SINYUK, P. GINOUX, y B. HOLBEN, 2002: A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements. *J. Atmos. Sci.*, 59, 398–413.
- TWOMEY, S., 1977: Atmospheric Aerosols. Elsevier Press. New York - EE.UU.
- U.S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (USEPA), 2003: National Air Quality and Emissions Trends Report, EPA 454/R-03-005, Research Triangle Park, NC, (<http://www.epa.gov/airtrends>)
- VARGAS, P., 2009: Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles sobre el Perú usando imágenes de satélite. Tesis de Licenciatura en Física. Facultad de Ciencias Físicas. UNMSM, 120 pp.
- VERMOTE, E. F., TANRE, D., DEUZE, J. L., HERMAN, M., & MORCETTE, J. J., 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, 675–686.
- VERMOTE, E. F., & KOTCHENOVA, S., 2008. Atmospheric correction for the monitoring of land surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 113(23), 1–12.
- VOLTEN, H., O. MUNOZ, E. ROL, J.F. DE HAAN., W. VASSEN., J.W. HOVENIER., K. MUINONEN, y T. NOUSIAINEN, 2001: Scattering matrices of mineral aerosol particles at 441.6 nm and 632.8 nm, *J. Geophys. Res.*, 106, 17375–17401.

-
- WALLACE, J. M. y P. V. HOBBS, 1977: Atmospheric Science – An Introductory Survey. Academic Press, Inc. San Diego, California.
- WILSON, W.E. y H.H. SUH, 1997: Fine particles and coarse particles: Concentration relationships relevant to epidemiologic studies. J. of the Air and Waste management Association, 47 (12), 1238-1249.
- WHO/UNEP, 1992: Urban Air Pollution in Megacities of the World. World Health Organization, United Nations. Environment Programme, Blackwell, Oxford, 30(5).